



UFRJ

Bernardo Radefeld Meirelles

**GEOLOGIA DAS BACIAS POTIGUAR E CEARÁ E UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS
ELETROMAGNÉTICOS**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido
ao Programa de Pós-graduação em Geologia,
Instituto de Geociências, da Universidade
Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como
requisito necessário à obtenção do grau de
Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Jadir da Conceição da Silva (in memoriam)
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Marco Polo Pereira Buonora

Rio de Janeiro

Março de 2007

MGL
M514G

MEIRELLES, Bernardo Radefeld

**GEOLOGIA DAS BACIAS POTIGUAR E CEARÁ E
UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS**

Bernardo Radefeld Meirelles - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.
103 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica
do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de
Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

●orientadores: Leonardo Borghi e Jadir da Conceição da Silva.

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho
de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi, Webe Mansur. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Bernardo Radefeld Meirelles

GELOGOGIA DA BACIA POTIGUAR E CEARÁ E UTILIZAÇÃO DE
MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à obtenção
do grau de Especialista em Geofísica do
Petróleo.

Orientadores:

Jadir da Conceição da Silva (in memoriam)
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Marco Polo Pereira Buonora

Aprovada em:

Por:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Marco Polo Pereira Buonora

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Dedico esta monografia a minha esposa. A ajuda dela foi essencial para que eu conseguisse superar as horas mais sombrias.

Agradecimentos

Agradeço à PETROBRAS pelo apoio durante a elaboração desta monografia e também à UFRJ pela oportunidade de realizar esse trabalho.

Agradeço ao coordenador Álvaro Lucio de Oliveira Gomes pela paciência e auxílio.

Agradeço aos professores do Instituto de Geociências da UFRJ que nos receberam e fizeram o possível para nos propiciar um ambiente favorável para realizar esse estudo.

Resumo

MEIRELLES, Bernardo Radefeld. **Geologia das Bacias Potiguar e Ceará e Utilização de Métodos Eletromagnéticos**. 2007. 103p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Esta monografia tem por objetivo mostrar como o método eletromagnético pode ser utilizado para estudar a geologia de subsuperfície de uma bacia sedimentar brasileira. Para tanto, é apresentada primeiramente uma descrição da geologia das bacias Potiguar e Ceará. Na segunda parte dois diferentes métodos são apresentados. São eles o Método Magnetotelúrico, e o Método Eletromagnético com Fonte Controlada (CSEM). Por fim, são apresentados estudos de casos para elucidar como estes métodos podem ser aplicados a realidade geológica brasileira.

Palavras-chave: método eletromagnético; bacia Potiguar; bacia do Ceará.

Abstract

MEIRELLES, Bernardo Radefeld. **Geology of Potiguar and Ceara basins and Eletromagnetic Methods**. 2007. 103p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The objective of this work is to understand how electromagnetic methods can be used to study the geology of a Brazilian basin. For this matter, a complete discussion about Potiguar and Ceara basin was made, as well as a complete study of two major methods in the electromagnetic branch of geophysics. These two were: Magnetotelluric Method and Controlled Source Electromagnetic Method (CSEM). The final step of this work was to review a set of case studies, which could help understand how the electromagnetic method are supposed to work in a Brazilian basin.

Key-words: electromagnetic method; Potiguar basin; Ceara basin.

Lista de figuras

Figura 1: Bacia Potiguar – Concessões da ANP (Agência Nacional do Petróleo).....	3
Figura 2: Carta estratigráfica da bacia Potiguar. Esta figura foi extraída de ANP (1999).	6
Figura 3: Bacia Potiguar – Localização geográfica; partes on-shore e off-shore. As secções geológicas AA', BB' e CC' são mostradas na Figura 4. Ao norte do alto de Macau fica a Falha de Macau, que cruza o extremo E da secção BB0 inferior. Extraído de ANP (2001).....	8
Figura 4: Tipos de play da bacia Potiguar. A situação dos plays é mostrada na Figura 3. Extraído de ANP (2001).	19
Figura 5: Mapa de eventos da bacia Potiguar. Extraído de ANP (2001).	20
Figura 6: Estratigrafia das sub-bacias da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).	27
Figura 7: Arcabouço estrutural e localização da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).	29
Figura 8: Seção geológica da sub-bacia do Mundaú – bacia do Ceará (extraído de ANP, 2000).	32
Figura 9: Valores típicos de propriedades físicas de materiais. MORRINSON (2004).	37
Figura 10: Relação das propriedades fundamentais com os objetivos geológicos. MORRINSON (2004).	39
Figura 11: Representação artística do efeito do vento solar no campo magnético da Terra, e que estão relacionados a diversos fenômenos terrestres (variação diurna do campo magnético, auroras, etc...) e extraterrestres (raios cósmicos exteriores). CAGLAR (1999).	41
Figura 12: Distribuição planetária das correntes telúricas. Figura extraída de Lanzerotti (1986).	42
Figura 13: Medidas magnetotelúricas antes da correção do efeito de deslocamento estático e que foram obtidas na bacia do São Francisco. Figura extraída de PORSANI (2001).	51
Figura 14: Arranjo esquemático de uma aquisição no método magnetotelúrico. SANTOS (2006).	53
Figura 15: Diagrama do instrumento da Instituição de Oceanografia para medidas magnetotelúricas (Key, 2003).	56
Figura 16: Seção de resistividade MT do platô de Columbia. SANTOS (2006).	61
Figura 17: Interpretação MT ao longo de um anticlinal em Papua New Guinea. SANTOS (2006).	61
Figura 18: Seção sísmica em profundidade do Golfo do México mostrando duas possíveis possibilidade de base de sal, e que podem ser desvendadas com o uso do método MT. HOVERSTEN (1998).	64
Figura 19: Aquisição dos dados CSEM. Traduzido de Behrens, 2005.	66
Figura 20: Posição dos receptores na área do levantamento. SANTOS (2006).	68
Figura 21: Resultado do modelo e respectiva interpretação. SANTOS (2006).	68

Figura 22: Localização de aquisições para mapeamento remoto de resistividades de reservatório. Foram aquisições ocorridas de 2001 a 2004. Na costa africana observa-se as áreas de interesse deste estudo de caso. SRNKA (2006).	69
Figura 23: Aquisição CSEM realizada na costa oeste Africana sobre um campo descoberto. SRNKA (2006).	71
Figura 24: Modelo de resistividade em profundidade ao longo da linha 2 mostrada na figura 23. SRNKA (2006).	71
Figura 25: Resposta remota da resistividade do reservatório da aquisição realizado sobre um uma área com descoberta de hidrocarbonetos. SRNKA (2006).	74
Figura 26: Aquisição CSEM realizada sobre um prospecto. Os dados mostrados na figura 27 correspondem ao receptor vermelho contido na linha vermelha. SRNKA (2006).	74
Figura 27: Resposta remota de resistividade de um reservatório sobre o prospecto mostrado na figura 26. SRNKA (2006).	75
Figura 28: Região de interesse localizada na Nigéria, mostrando um cinturão de empurrões. MOSER (2006).	76
Figura 29: Seções sísmicas de pseudo-impedância, contendo o poço e anomalias de amplitude. MOSER (2006).	78
Figura 30: Amplitude near-stack com curves de contorno em profundidade ($c=20$ m) no objetivo intermediário. MOSER (2006).	79
Figura 31: Cenários para os objetivos intermediários e crossplot de amplitude near-far. MOSER (2006).	81
Figura 32: Possíveis modelos considerados para modelagem do CSEM. MOSER (2006).	83

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo.....	vi
Abstract	vii
Lista de figuras	viii
1 Sumário.....	viii
2 GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR.....	1
2.1 Introdução	1
2.2 Contexto Geológico da Bacia	3
2.2.1 Estratigrafia.....	3
2.2.2 Arcabouço estrutural.....	6
2.3 Geologia Histórica.....	9
2.3.1 Fase Rife	11
2.3.2 Fase Transacional	12
2.3.3 Fase Drifte	12
2.4 Sistemas petrolíferos	13
2.4.1 Definição de sistema petrolífero	13
2.4.2 Sistemas petrolíferos da bacia Potiguar	14
2.4.3 Sistema petrolífero Alagamar-Açu	16
2.4.4 Migração e trapeamento	17
2.5 Resumo do sistema petrolífero bacia Potiguar	20
3 GEOLOGIA DA BACIA DO CEARÁ.....	22
3.1 Introdução	22
3.2 Contexto geológico da bacia	23
3.2.1 Estratigrafia.....	23
3.2.2 Arcabouço Estrutural	28
3.3 Geologia Histórica.....	30
3.3.1 Fase Rife	30
3.3.2 Fase Transicional	31
3.3.3 Fase Drifte	31
3.4 Geologia do Petróleo	33
3.4.1 Turbiditos.....	33
3.4.2 Estruturais.....	33
4 MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS	36
4.1 Introdução	36
4.2 Método Magnetotelúrico	40
4.2.1 Origem e Características dos Campos Magnetotelúricos e Correntes Telúricas	40
4.2.2 Teoria do Método Magnetotelúrico (MT)	42
4.3 Método Eletromagnético com Fonte Controlada	64
5 ESTUDOS DE CASOS	67
5.1 INTRODUÇÃO	67

5.1.1 APLICAÇÃO DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO67

5.2 APLICAÇÃO DO CSEM69

5.2.1 Integração de dados eletromagnéticos e sísmicos75

6 CONCLUSÕES84

7 Referências Bibliográficas85

1 GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR

1.1 Introdução

A bacia Potiguar encontra-se na porção mais oriental do nordeste e ocupa uma área de aproximadamente 119.000 km^2 , sendo 33.200 km^2 na porção emersa e 86.100 km^2 na porção submersa (fonte Agência Nacional de Petróleo - ANP). Ela se localiza no extremo leste da margem equatorial brasileira, mais especificamente entre os meridianos de 35° e 38° W. A noroeste, ela é limitada pelo Alto de Fortaleza, que a separa da bacia do Ceará, e o seu limite leste é definido pelo Alto de Touros, delimitador que a separa da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Ao norte, ela se estende pelo Oceano Atlântico até a isóbata de 2.000 m . Em particular, esta bacia é formada por parte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará e suas respectivas plataformas continentais (figura 3).

A bacia Potiguar foi formada a partir do fraturamento do paleocontinente Gondwana, que resultou num rifte neocomiano NE-SW, coberto por sedimentos neocretáceos e terciários. Em particular, existe um gráben central confinado, não-aflorante, que abriga sedimentos lacustres de idade neocomiana com espessura total de 6.000 m . Neste contexto, a classificação da Bacia Potiguar, de acordo com Asmus & Porto (1972), é do tipo III (rifte) e IV, e comporta-se como um rifte evoluindo para *pull-apart*.

Na bacia Potiguar já foram perfurados 5503 poços, sendo 740 exploratórios, 4606 explotatórios e 157 especiais. Na figura 1(c) são mostrados as instalações na parte emersa da bacia Potiguar, e nas figuras 1(a) e 1(b) os blocos exploratórios oferecidos

nas sete rodadas da ANP, tanto em terra quanto em mar, e na figura 1(d) os dados de poços disponíveis no BDEP. Com isto, podemos ter uma idéia do histórico de exploração desta área. A exploração utilizando métodos geofísicos é quase que exclusivamente feita por sísmica, com um total de 28.350 *km* de linhas 2D e uma cobertura 3D de 3.948 *km*². Os esforços exploratórios resultaram em 56 campos de petróleo e gás, cujo volume *in place* é de 833 *MM m*³ de óleo e 66.461 *MM* de *m*³ de gás, com uma reserva provada de 52 *MM m*³ de óleo e 18.918 *MM m*³ de gás. A geração está relacionada às formações Pendência e Alagamar; os reservatórios estão associados a arenitos fluvio-deltaicos e turbiditos; os selos são folhelhos, intercalados ou sobrepostos, e calcilutitos. As trapas são estratigráficas, estruturais ou mistas e a migração do petróleo é feito por planos de falhas ou contato direto gerador-reservatório. A importância econômica regional desta bacia pode ser medida pela produção diária de 80 mil barris de óleo e 3 milhões de *m*³ de gás (maio/2003), o que corresponde à maior em produção terrestre e segunda maior em produção de óleo. De acordo com a ANP, a bacia Potiguar encontra-se num estágio de exploração "semimaduro".

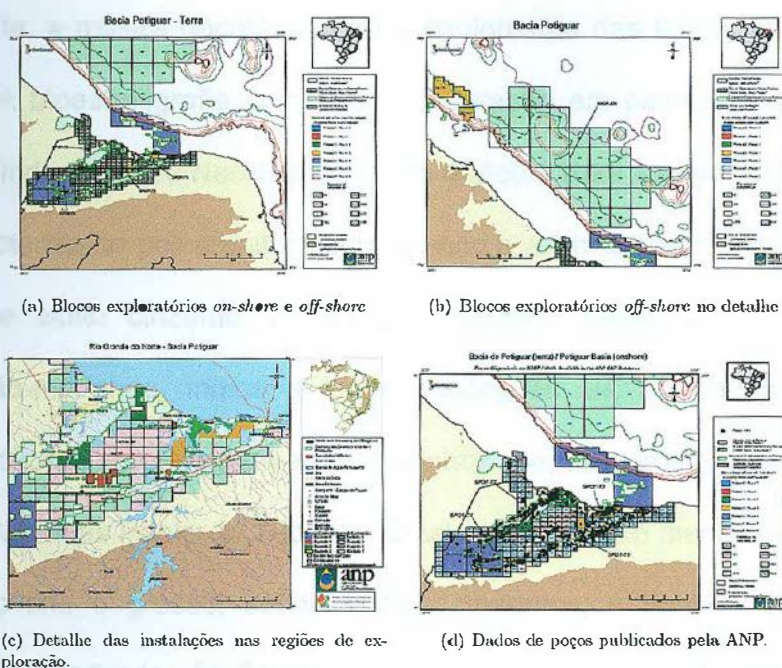


Figura 1: Bacia Potiguar – Concessões da ANP (Agência Nacional do Petróleo).

1.2 Contexto Geológico da Bacia

1.2.1 Estratigrafia

O arcabouço estratigráfico aqui considerado é baseado na formulação de ARARIPE & FEIJÓ (1994), que foi atualizada da classificação anterior dos diagramas de SOUZA (1982) e LIMA NETO (1989). Pode-se subdividir esta bacia em três grandes grupos, que são Areia Branca, Apodi e Agulha. Na figura 3 pode-se observar o diagrama da Bacia Potiguar aqui seguido.

O Grupo Areia Branca reúne as formações Pendência, Pescada e Algamar que são predominantemente formadas por sedimentação clástica. A Formação Pendência possui arenito fino, médio e grosso, cinza-esbranquiçado, intercalado por folhelhos e siltito cinzento. Esta unidade encontra-se, em geral, preenchendo os baixos estruturais

de grande porte, e mostra decréscimo de granulometria das falhas principais para os depocentros. A bioestratigrafia com base na datação em palinomorfos e ostracodes não-marinhos indica idades Neo-Rio da Serra e Jiquiá para estas rochas. A Formação Pescada caracteriza-se por arenito médio branco e arenito fino cinzento, intercalados por folhelho e siltito cinzento. A datação, também baseada em palinomorfos e ostracodes não-marinhos, indica a idade eoalagoas. Já a Formação Alagamar é dividida em dois membros: Upanema e Galinhos; separados por uma seção pelítica chamada de Camadas Ponta do Tubarão. O primeiro membro mencionado caracteriza-se por arenito fino e grosso, sendo ambos cinzentos, e também há presença de folhelho cinza-esverdeado. As Camadas Pontas do Tubarão (CPT) são formadas por calcarenito e calcilutito ostracoidais e folhelho escuro euxínico. O segundo membro, que é basicamente pelítico, possui folhelhos cinza-escuro e calcilutito creme-claro. A datação bioestratigráfica, baseada no mesmo conteúdo fóssilífero das formações anteriores, indica a idade neoalagoas.

O Grupo Apodi reúne as formações Açú, Jandaíra, Ponta do Mel e Quebradas. A Formação Açú é caracterizada por camadas relativamente espessas de arenito médio a muito grosso, esbranquiçado, com intercalações de folhelho, argilito verde-claro e siltito castanho-avermelhado. Estes estratos, datados com palinomorfos, são de idade albiana-cenomaniana. A Formação Ponta do Mel é preenchida por calcarenito oolítico creme, doloespatito castanho-claro e calcilutito com camadas de folhelho verde-claro. A datação bioestratigráfica, baseada em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos, indica uma idade neoalbiana. Em relação à Formação Quebradas temos um conteúdo de arenito fino cinza-claro, folhelho e siltito cinza-

esverdeado. O Membro Redonda possui intercalações de arenito, folhelho e siltito, enquanto o Porto do Mangue é representado sobretudo por folhelho, e arenito subordinado. A Bioestratigrafia indica uma idade cenomaniana. Finalmente, a Formação Jandaíra, que é uma seção carbonática de alta energia sobreposta aos arenitos Açú, contém calcarenitos bioclásticos e calcilutito. O conteúdo fossilífero marcado, entre outros, por foraminíferos bentônicos, associados a algas verdes e marcas de raízes encontrados como marcas nos calcilutitos indicam uma idade de turoniana a mesocampaniana.

O Grupo Agulha é formado pelas formações Ubarana, Guamaré e Tibau, que são formadas essencialmente por clásticos e carbonatos de baixa e alta energia. A Formação Ubarana contém uma espessa camada de folhelho e argilito cinzento, entremeada por camadas relativamente delgadas de arenito grosso a muito fino e esbranquiçado, e também siltito cinza-acastanhado e calcarenito fino creme-claro. A Formação Guamaré é formada por calcarenito bioclástico creme e calcilutitos. O conteúdo de fósseis indica uma idade do Neocampaniano ao Holoceno. A Formação Tibau é essencialmente caracterizada por arenito grosso hialino.

Existem três episódios de origem vulcânica ocorridos na bacia Potiguar. A Formação Rio Ceará-Mirim, que contém diabásio toeliítico, a Formação Serra do Cuó, com diabásio de tendência alcalina; e a Formação Macau, contendo derrames de olivina-basalto.

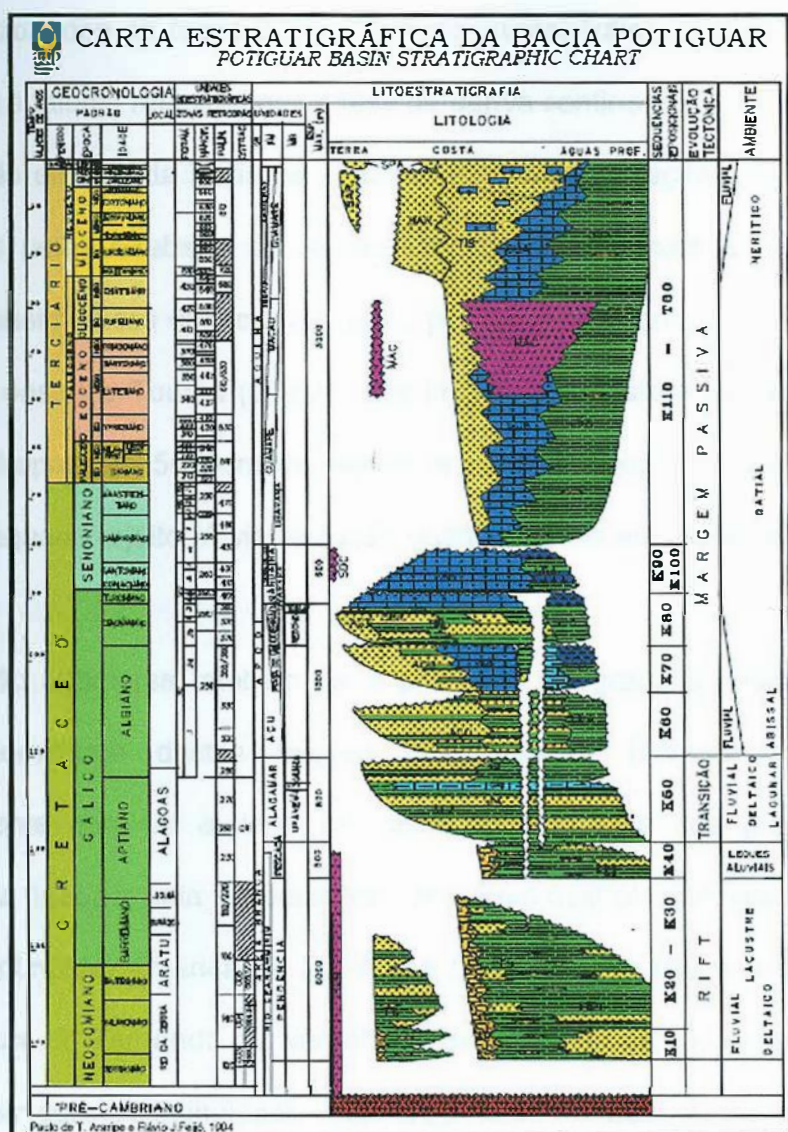


Figura 2: Carta estratigráfica da bacia Potiguar. Esta figura foi extraída de ANP (1999).

1.2.2 Arcabouço estrutural

O arcabouço estrutural da bacia Potiguar é basicamente composto de quatro

internos, relacionados às fases de estiramento crustal (*rifte*), e plataformas rasas do embasamento e talude, relacionadas à fase de deriva continental.

Na porção emersa da bacia os grábens apresentam direção geral NE-SW, e são representados pelos Grabens do Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista. Estes grábens são assimétricos sendo margeados por duas plataformas rasas denominadas de Aracati (a oeste) e Touros (a leste). Os limites a sudeste e sudoeste apresentam falhas que ultrapassam 5000 m de rejeito, e os limites opostos apresentam falhas normais de pequeno rejeito. A visualização destas feições em mapa está representada na figura 4.

Na porção submersa também há a presença de grábens assimétricos, mas a direção predominante destas feições estruturais é NW-SE, cuja direção é aproximadamente paralela à linha de costa. Esta direção dos grábens, na parte submersa, está ligada a uma tectônica transtensional dextral associada ao processo de separação continental América do Sul-África (figura 5). Na figura 6 é possível ver a Zona de Fratura de Fernando de Noronha, indicando que as feições estruturais leste-oeste coincidem com a continuidade deste sistema de fraturas.

Os altos internos são formados por gnaisses, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas, e agem como divisores dos grábens, sendo que os principais altos internos são os altos de Quixabá, Serra do Carmo e Macau. A formação destes altos internos está associada ao surgimento de falhas lítricas, onde a placa flexurada sofre falhamentos secundários, que são as falhas antitéticas; na figura 7 é possível visualizar como ocorre este processo. Desta forma a feição estrutural resultante é limitada por escarpas

abruptas de um lado e mergulhando como uma rampa de falhas sintéticas secundárias no lado oposto.

Como foi dito anteriormente, as plataformas rasas de embasamento de Touros e Aracati delimitam os grábens centrais. Estas plataformas de embasamento são pouco afetadas por falhas, apresentando rejeitos de no máximo algumas centenas de metros. O embasamento mergulha suavemente, a partir do sul, até uma profundidade de 1.500 m junto às bordas de grábens da parte submersa.

Associadas a estas feições morfo-tectônicas observam-se falhas transcorrentes L-W, interagindo com os lineamentos e altos internos que apresentam direção NE—SW. A presença de feições de transcorrência pode ser evidenciada pela observação de rejeitos significativos e estruturas em flor negativa, que são típicas de bacias do tipo *pull-apart*.

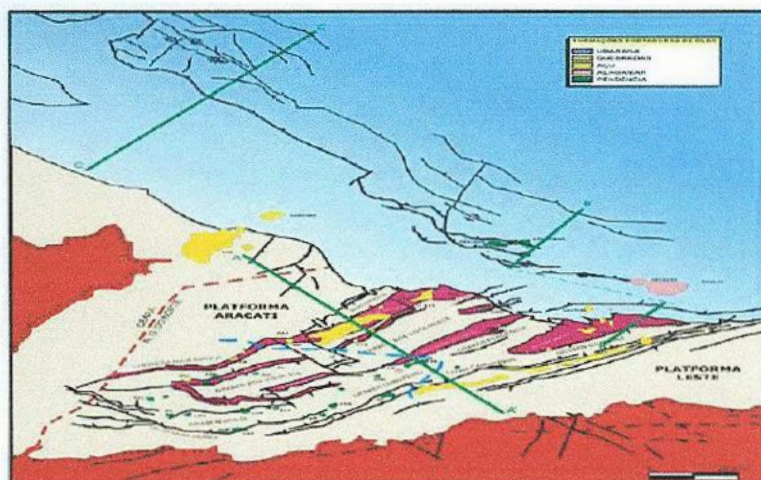


Figura 3: Bacia Potiguar – Localização geográfica; partes on-shore e off-shore. As secções geológicas AA', BB' e CC' são mostradas na Figura 4. Ao norte do alto de Macau fica a Falha de Macau, que cruza o extremo E da secção BB0 inferior. Extraído de ANP (2001).

1.3 Geologia Histórica

O preenchimento sedimentar da bacia Potiguar relaciona-se às fases de sua evolução tectônica, onde três estágios tectônicos principais podem ser distinguidos nos seguintes registros estratigráficos (SOUZA, 1982): a fase Rifte, compreendendo as formações Pendência e Pescada; a fase Transicional, constituída pela Formação Alagamar, e a fase de Deriva Continental (Drifte), compreendendo as seqüências flúvio-marinhas transgressiva, compostas pelas formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra, e regressiva, compostas pelas formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras. Durante o primeiro estágio tectônico, a subsidência e a sedimentação foram controladas por um mecanismo de extensão e afinamento crustal, enquanto nos dois últimos os controles foram, basicamente, resfriamento da crosta e balanço isostático.

Em (GABAGLIA; MILANI, 1999) admite-se um modelo de origem dos riftes intracontinentais da Província Borborema baseado num processo de estiramento e afinamento crustal ocorrido nesta região na época de fragmentação do continente Gondwana. Esta origem está inserida no contexto da evolução da margem equatorial atlântica, iniciado ao final do Jurássico. Em linhas gerais, a rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África gerou, na Província Borborema, um regime de esforços com distensão norte-sul e compressão leste-oeste, propiciando o desenvolvimento de diversas bacias rifte sob regimes transtensional (caso do rifte Potiguar) e transpressional. Entende-se também que, a partir dos esforços distensivos iniciados a partir do Siluriano, a estratificação reológica da Província Borborema foi

determinante na definição da geometria e evolução das bacias relacionadas a esta região.

Na reconstituição pré-deriva fica evidenciado um movimento distensivo transladante inicial na direção WNW—ESE entre a América do Sul e a África. Importante notar que este processo indica uma inversão na aplicação dos esforços entre o neoproterozóico (Ciclo Brasileiro) e o Eocretáceo (neocomiano), associados a movimentos compressivos de tempos anteriores. As falhas geradas neste regime compressivo foram eventualmente reaproveitadas no regime distensivo posterior.

Regionalmente observa-se que nos riftes gerados nas idades Rio da Serra e Aratu, existe claramente uma predominância de falhas normais de direção NE-SW, e falhas de transcorrência E-O, conforme pode ser visualizado na figura 8. Estas falhas estão em grande parte associadas à reativação de falhas pretéritas de transcorrência e compressão do ciclo Brasileiro.

O modelo geológico para o mecanismo de geração do rifte Potiguar estaria associado, de acordo com GABAGLIA. (1990), ao modelo de McKenzie (1978) com a presença de falhas lítricas associadas à estiramento e afinamento crustal. Mas um outro possível modelo de extensão litosférica, sob cisalhamento simples, seria o modelo de Wernicke.

No contexto dado pelo modelo de McKenzie, do neocomiano até o eoaptiano o sistema de esforços passou a ser eminentemente transtensional E-O, permitindo a subsidência da parte marítima, enquanto na porção emersa ocorreram reativações e soerguimentos dos altos internos, culminando com uma extensa discordância regional, conforme estabelecido na seção de geologia estrutural. Agora vamos descrever mais

detalhadamente a evolução tectono-sedimentar dos estágios principais ocorridos nesta bacia.

1.3.1 Fase Rifte

O estágio Rife é caracterizado por um movimento tectônico rúptil distensivo, com afinamento crustal e formação de grábens assimétricos, estágio durante o qual se desenvolveram grandes falhas normais e de transferência (MATOS, 1987; MATOS, 1992), ativas do neocomiano até o eoaptiano. Inicialmente a primeira parte da Fase Rife, ocorrida no jurássico, relaciona-se ao início da deformação distensional continental, com uma deposição clástica na Depressão Afro-Brasileira, entretanto esta seção não possui registro na bacia Potiguar.

A formação dos grábens assimétricos está associada ao surgimento de lagos de profundidades moderadas. Ao longo destes grábens implantou-se uma sedimentação continental constituída de folhelhos lacustres (MATOS, 1987), caracterizada por progradações de arenitos deltaicos, de planícies fluviais ao longo do eixo dos grábens ou a partir dos seus flancos menos abruptos a noroeste. O preenchimento da bacia durante esta fase é representado pela megasseqüência continental, constituída pelos depósitos das formações Pendência e Pescada. Em particular, a seção lacustre constitui-se de folhelhos ricos em matéria orgânica e turbiditos intercalados, sendo incluída na Formação Pendência.

1.3.2 Fase Transacional

As condições tectônicas entre o estágio de ruptura e o de deriva afetaram a seqüência sedimentar principalmente por falhas normais e transcorrentes reativadas. Neste estágio, houve um resfriamento da crosta, previamente aquecida durante o estiramento e afinamento na fase rifte, dando origem a uma subsidência termal neste estágio transacional. Nesta fase foram depositados os folhelhos e calcários lagunares, com influência marinha, intercalados por arenitos deltaicos, que caracterizam a megasseqüência transicional representada pelos sedimentos da Formação Alagamar. Esta influência marinha é representada pela Camada Ponta do Tubarão, intercalados com arenitos deltaicos que gradam para fácies mais grosseiras nas áreas mais proximais. Esta entrada marinha está registrada nos calcilutitos da Camada Ponta do Tubarão (NETO, 2003).

1.3.3 Fase Drifte

É caracterizado por uma seqüência sedimentar depositada em ambiente marinho. A tectônica desta fase foi controlada por uma subsidência termal e isostática, o que obviamente indica modificações estruturais associadas a falhas normais. A seqüência sedimentar pode ser dividida em duas fases, uma transgressiva e outra regressiva.

A primeira seqüência deposicional corresponde à fase transgressiva, estende-se do Albiano ao eocampaniano, e é representada por sistemas fluviais, costeiros, plataformais e marinho profundo, cuja composição resultante é de arenitos fluviais grosseiros a médios interdigitados com, e sobrepostos por, folhelhos transicionais a marinhos e carbonatos de plataforma rasa. Esta unidade engloba as rochas das

formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas, cujo máximo transgressivo corresponde aos folhelhos neocenomanianos conhecidos como Membro Porto do Mangue (Formação Quebradas).

A segunda seqüência deposicional corresponde à fase regressiva representada por sistemas deposicionais costeiros-plataforma-talude-bacia, instalados a partir do Neocampaniano, estendendo-se até o Holoceno, sendo constituída de arenitos costeiros, calcários de plataforma e folhelhos marinhos rasos a profundos com turbiditos intercalados, representados pelas formações Tibau, Guamaré e Ubarana.

1.4 Sistemas petrolíferos

1.4.1 Definição de sistema petrolífero

A definição de um sistema petrolífero em uma bacia sedimentar trata da relação genética entre uma determinada rocha geradora e as acumulações de óleo e gás dela resultantes (MAGOON; DOW, 1994). Este termo engloba ainda todos os elementos essenciais e processos necessários para a existência de uma acumulação de óleo e gás. Os elementos essenciais são as rochas geradoras, reservatório e selante, assim como sobrecarga sedimentar e a trapa. Os processos incluem a formação da trapa, geração, migração e acumulação do petróleo. Todos os elementos essenciais devem estar posicionados de forma adequada no tempo e no espaço (momento crítico), de modo que os processos necessários para a formação de uma acumulação de petróleo possam ocorrer.

A nomenclatura completa de um sistema petrolífero inclui a designação da rocha geradora, seguida da principal rocha reservatório (que contém o maior volume de

hidrocarbonetos) e, por fim, de um símbolo que expressa o grau de certeza da correlação óleo-rocha. Caso o nível de certeza seja alto, o sistema petrolífero é dito conhecido e é indicado pelo símbolo (!). Em um sistema petrolífero hipotético (.), os estudos geoquímicos identificaram uma rocha geradora, mas não existe correlação com a acumulação. Quando a existência da rocha geradora ou de petróleo é baseada tão somente nas evidências geológicas e geofísicas, este sistema petrolífero é chamado de especulativo e recebe o símbolo (?) (MAGOON, 1994).

1.4.2 Sistemas petrolíferos da bacia Potiguar

Com base em suas características geológicas, geoquímicas e paleontológicas, são conhecidos dois grupos principais de rochas geradoras na bacia Potiguar (CERQUEIRA, 1985; MELLO, 1988; MELLO, 1987), os sistemas Pendência-Açu (!) e Alagamar-Açu (!).

A seqüência continental é composta de folhelhos do Neocomiano (Fm. Pendência) e do Aptiano (Fm. Alagamar/Membro Upanema), depositados em ambientes lacustres de água doce, durante o estágio rifte. Geralmente, as rochas sedimentares ricas em matéria orgânica são folhelhos cinza-escuros, com valores de Carbono Orgânico Total (COT) superiores a 4% e com um bom potencial gerador de hidrocarbonetos (S2), chegando mesmo a 35 kg HC/ton de rocha. Ao longo da bacia, valores de Índice de Hidrogênio entre 100 e 700 mg HC/g COT combinado com Índices de Oxigênio abaixo de 100 mg CO₂/g COT, indicando predominância de querogênio de tipo I e tipo II, uma estimativa suportada por uma análise visual de querogênio (Cerqueira, 1985; Mello *et al.*, 1988b) com o intervalo mais rico está entre 2500 e 2800

m, e COT, S_2 e IH diminuindo com o aumento da maturidade. Como exemplo tem-se os Campos de Serraria e Upanema.

A seqüência transicional compreende os folhelhos do Aptiano e marga da Formação Alagamar (camadas Galinhos e Ponta do Tubarão), que foram depositadas em um ambiente hipersalino marinho transicional (laguna). Nesta seqüência estão presentes excelentes rochas geradoras, caracterizadas por folhelhos escuros calcáreos ricos em matéria orgânica (COT superior a 6%) e marga (CaCO_3 superior a 45%). Análises de Pirólise Rock-Eval e análise visual de querogênio indicam que eles são predominantemente tipos I e II (CERQUEIRA, 1985; MELLO, 1988), com valores de S_2 superiores a 40 kg HC/ton de rocha e Indicador de Hidrogênio de 100 a 600 mg HC/g COT (TRINDADE; BRASELLI; NETO, 1992). Como exemplo de campos deste tipo há os Campos Ubarana e Canto do Amaro.

A área de geração de hidrocarbonetos consiste de rochas com COT maior que 1%, com S_2 maior que 5kg HC/ton de rocha, intercaladas por intervalos delgados. Rochas geradoras estão confinadas à bacia marítma profunda, ao norte da falha de Macau (Figura 3), levando à ocorrência de óleos mistos. Petróleos gerados por estas camadas migraram em direção à terra, ao longo do mergulho, por meio de camadas carreadoras do Aptiano, de modo a se obter, ao fim do processo, contribuições de duas fontes que se acumularam e se misturaram em reservatórios dentro de estratos imaturos.

Rochas geradoras pertencentes à seqüência continental foram identificadas no gráben *onshore*. Entretanto, estas experimentaram uma história térmica diferente das

offshore e geraram óleos que migraram apenas pequenas distâncias e se acumularam na parte central do gráben, dentro da seqüência rifte (BERTANI, 1990).

1.4.3 Sistema petrolífero Alagamar-Açu

A Formação Alagamar contém intervalos ricos em matéria orgânica que são a fonte mais importante de petróleo na bacia Potiguar (MELLO, 1988). Estes intervalos ricos em matéria orgânica são encontrados em três subunidades litoestratigráficas da Formação Alagamar que representam, da base para o topo, a transição dos paleoambientes lacustres (Membro Upanema) às condições marinho-evaporíticas (Ponta do Tubarão), envolvendo as condições marinhas restritas (Membro Galinhos).

A rocha fonte da seção marinha consiste em sua maior parte de folhelhos, sendo principalmente cinza-escuros ou negros, com COT superior a 4% e um bom potencial gerador de hidrocarbonetos, com valores de S_2 chegando a 35 kg HC/ton de rocha. A matéria orgânica é em sua maioria do tipo I e II, com valores de Índice de Hidrogênio (IH) na faixa de 100 a 700 mg HC/ g COT e valores de Índice de Oxigênio (IO) abaixo de 100 mg CO_2 /g COT (MELLO, 1988; CERQUEIRA, 1985). Baixos valores de IH são devidos à conversão de matéria orgânica em petróleo com aumento da profundidade de soterramento.

A seqüência marinho-evaporítica a marinho restrita é compreendida de folhelhos escuros e margas que têm valores de COT superiores a 6% e valores de S_2 superiores a 40 kg HC/ton de rocha. Os valores de IH são maiores que 500 mg HC/g COT e IO são menores que 50 mg CO_2 /g COT (MELLO, 1988; CERQUEIRA, 1985). Muito embora o intervalo efetivo de rocha geradora seja geralmente mais fino que 200 m, o

relativamente alto conteúdo de matéria orgânica rica em hidrogênio com um bom a excelente potencial gerador permite a classificação genética deste sistema petrolífero como carregado.

1.4.4 Migração e trapeamento.

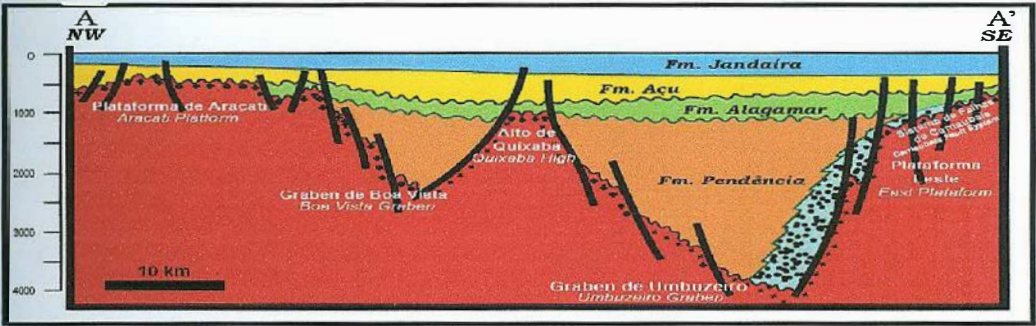
Trapas na Formação Açu têm um forte componente estrutural e estão localizadas mais ao longo dos alinhamentos de Carnaubais e Areia Branca. Acumulações de óleo na Formação Açu são trapeadas em alinhamentos que mergulham para o nordeste. O principal evento pós-rifte que afetou a Formação Açu ocorreu durante o Santoniano tardio-médio Campaniano. Uma reativação tectônica criou um importante componente compressional que produziu dobras e falhamentos (CREMONI, 1995). Um evento compressional regional leste-oeste, menos intenso, ocorrido durante o Terciário gerou um sistema de falhamentos norte-sul com altos comprimentos de onda.

A evolução tectônica da bacia Potiguar levou à formação de caminhos de migração efetivos através das falhas, inconformidades e fraturas, ou seja, a maior parte do óleo da Formação Alagamar migrou via fraturas, produzidas por campos de tensão regionais, para trapas estruturais formadas previamente.

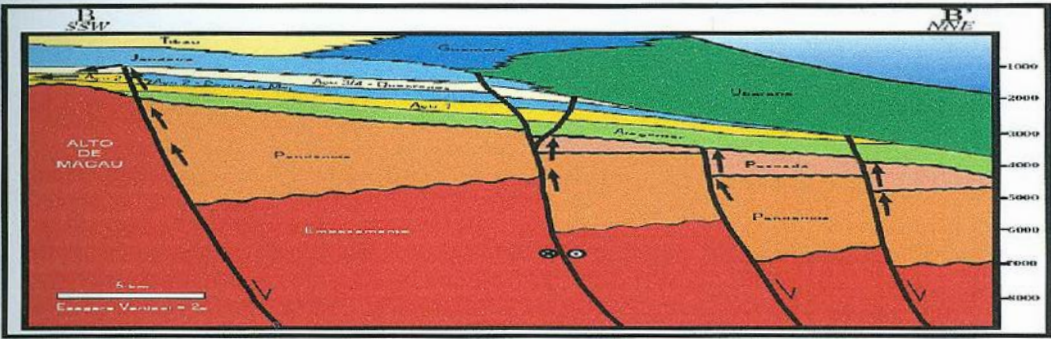
A estrutura monoclinal regional da seção pós-rifte e a presença de selantes naturais (base da "unidade Açu IV" e Camadas Ponta de Tubarão da Formação Alagamar) combinada com um grau moderado de deformação estrutural permitiram a quebra de selos, focalizando o fluxo de hidrocarbonetos para as trapas.

A existência de acumulações *onshore* de óleo oriundos de rochas geradoras *offshore* da Formação Alagamar representam evidências de uma migração lateral de

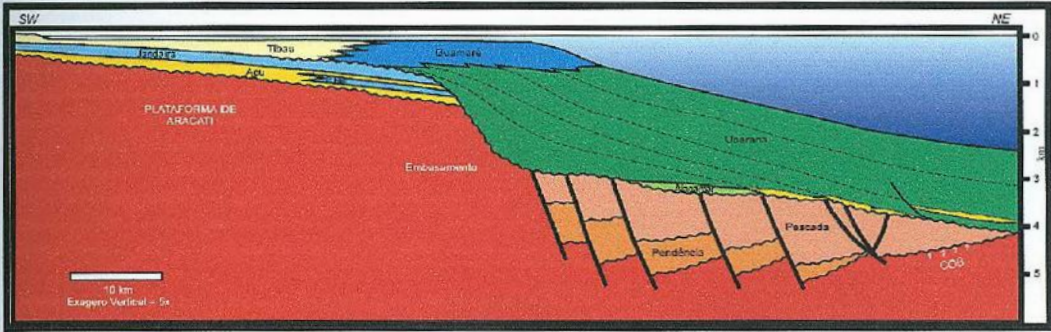
longa distância (TRINDADE; BRASELLI; NETO, 1992). Óleos acumulados ao longo dos alinhamentos do Estreito Guimarães e Areia Branca e o Alto Macau têm características geoquímicas, biomarcadores, e composições isotópicas de carbono e hidrogênio que refletem fontes de ambiente marinho evaporítico a fontes mistas de ambiente marinho evaporítico e lacustre.



(a) NE - SE



(b) SSW - NNE



(c) SW - NE

Figura 4: Tipos de play da bacia Potiguar. A situação dos plays é mostrada na Figura 3. Extraído de ANP (2001).

A representação 3-D das heterogeneidades na composição do óleo dado pelo índice de gamacerano (dependente da fonte) e razões de isomerização de esteranos (dependente da maturidade) por distância inferida da migração secundária ao longo da área Areia Branca mostra o padrão complexo. Uma tendência geral é clara – o óleo mais migrado tende a ter uma contribuição lacustre maior e uma maturidade térmica menor, e o óleo menos migrado mostra uma assinatura hipersalina marinha mais forte e uma maturidade maior. Estes dados são compatíveis com uma contínua subsidência da porção *offshore* da bacia Potiguar e um aumento na maturação das rochas geradoras ao longo do tempo (MELLO, 1987). Assim, as rochas sedimentares mais velhas, enriquecidas de matéria orgânica lacustre, atingiram a janela de óleo mais cedo que os folhelhos marinhos hipersalinos e margas. Óleos mais jovens, mais maduros e mais leves deslocam os óleos mais velhos que já haviam preenchido as trapas próximas à cozinha de óleo, fazendo com que estes últimos migrem para a próxima trapa acima na direção do mergulho.

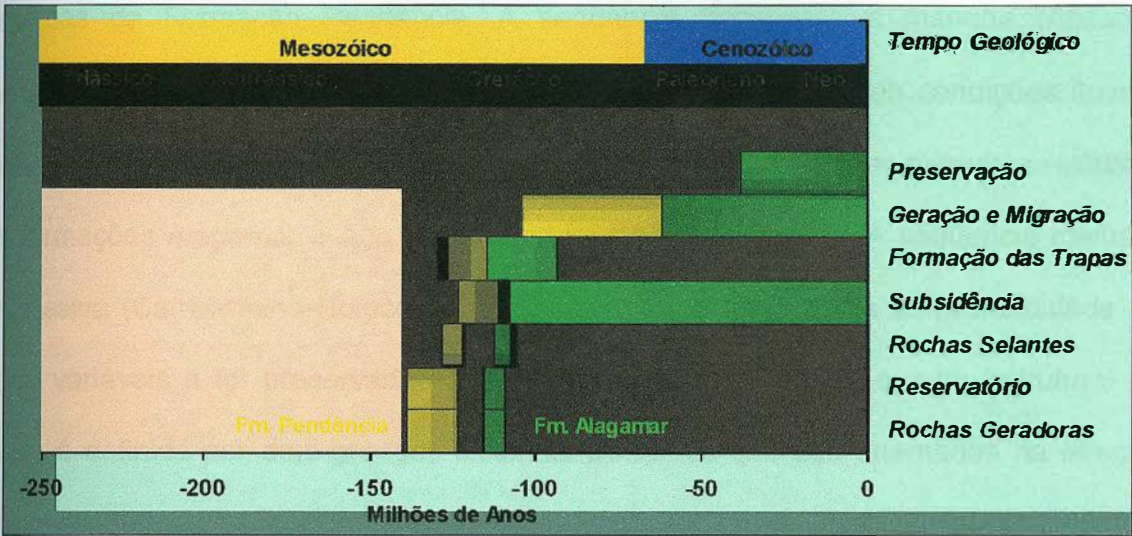


Figura 5: Mapa de eventos da bacia Potiguar. Extraído de ANP (2001).

Em relação à qualidade das rochas reservatórios, os da fase Rifte (Formação Pendência) possui ϕ entre 18% e 24 % e Kmed em torno de 75mD (chegando a valores de 4000 mD); os da fase Transicional (Formação Alagamar) têm ϕ -12 e 24% e Kmed igual a 50 mD; os da fase Drifte (Formação Açú) possuem ϕ entre 19 e 25% (mas chegando até 30%) e Kmed entre 200 e 3400 mD. Os principais campos são: Canto do Amaro, Estreito, Alto do Rodrigues, Fazenda Pocinho, Fazenda Belém. A distribuição relativa do óleo é: Formação. Pendência responde a 10%, a Formação Alagamar por 5%; e a Formação Açú por 85%.

1.5 Resumo do sistema petrolífero bacia Potiguar

A bacia é preenchida com aproximadamente 6000 m de sedimentos que são divididos nas seguintes seqüências: (1) continental (rifte), (2) marinha transgressiva (Transicional e parte da fase Rifte), e (3) marinha regressiva ou Drifte (SOUZA, 1982). A seqüência continental (neocomiana) é composta de rochas sedimentares lacustres e

deltaicas da Formação Pendência. A seqüência transgressiva marinha (Aptiano-Santoniano) corresponde a sedimentos proximais depositados sob condições fluvial-deltaicas e sedimentos distais depositados em lagunas a ambientes marinhos restritos. As formações Alagamar e Açú compreendem a esta seqüência. A seqüência marinha regressiva (Campaniano-Holoceno) foi depositada sob condições de profundidade de água variáveis e foi preservada somente em mar (*offshore*). O quadro estrutural da bacia é definida por dois grandes sistemas de falhas que são orientados na direção Nordeste-Sudoeste (*onshore*) e Noroeste-Sudeste (*offshore*). Estes sistemas de falhas que definem as propriedades tectônicas (depressão central e plataformas) controlam a distribuição de sedimentos na bacia. A falha central é circundada por falhas que definem os *horsts* que separam grábens assimétricos preenchidos com rochas sedimentares da fase Rife. As áreas de plataforma contêm seqüências sedimentares depositadas durante a fase Transicional (da lacustre à marinha restrita) e da fase Drifte (marinha aberta).

2 GEOLOGIA DA BACIA DO CEARÁ

2.1 Introdução

A bacia do Ceará está localizada na margem Equatorial brasileira, sobre a plataforma continental, em frente ao estado homônimo, abrangendo uma área de aproximadamente 34.000 km^2 . Dispõem-se a leste a bacia Potiguar e a oeste a bacia de Barreirinhas. O limite leste é o alto de Fortaleza, um alto originado pela plataforma de Fortaleza de origem ígnea intrusiva (MIURA & BARBOSA, 1972); o limite oeste é o alto de Tutóia que a separa da bacia de Barreirinhas, ao norte é limitada pela falha transformante do Ceará associada à falha de Romanche. Ao sul está limitada pelo afloramento do embasamento.

A bacia do Ceará, integrante do conjunto de bacias da margem equatorial, é uma fossa tectônica. Apresenta intenso falhamento e, portanto *horsts* e grábens. A espessura de sedimentos pode chegar a 8000/9000 m e seus limites são dados por falhas de grande rejeito. As características estruturais da bacia permitem dividi-la em quatro sub-bacias: Piauí - Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú.

A sub-bacia de Piauí-Camocim tem início na margem oeste da bacia do Ceará, no alto de Tutóia e estendesse até o alto do Ceará. A sub-bacia de Acaraú é subsequente à sub-bacia de Piauí-Camocim, portanto tendo início no alto do Ceará e chegando até o Lineamento de Sobral. A sub-bacia de Icarai fica localizada entre o Lineamento de Sobral a oeste e a sub-bacia de Mundaú a leste. Por último, a sub-bacia de Mundaú está separada da bacia Potiguar pelo alto de Fortaleza a leste e tem a sub-bacia de Icarai a oeste.

A bacia do Ceará, como um todo, é classificada como uma bacia do tipo rifte em margem distensiva. A evolução desta bacia leva a um potencial para hidrocarbonetos em todas as fases da evolução sedimentar. Foram perfurados 115 poços exploratórios pela PETROBRAS até 2004, tendo sido descobertos quatro campos, na sub-bacia de Mundaú, totalizando uma reserva original de cerca de 200 milhões de BOER (NETO, 2004).

Existem três diferentes estilos de armazenamento de petróleo: armadilhas turbidíticas intercaladas nos folhelhos da Formação Ubarana, armadilhas estruturais-estratigráficas nos arenitos das formações Xaréu e Atum e exclusivamente estruturais das formações Paracuru e Mundaú. A exploração de petróleo ocorre quase exclusivamente na sub-bacia do Mundaú, pois não foram encontradas concentrações de óleo economicamente viáveis nas outras bacias.

2.2 Contexto geológico da bacia

2.2.1 Estratigrafia

A sedimentação na bacia do Ceará teve início, provavelmente, no início do eoaptiano. O estudo dessa bacia permitiu a sua divisão em sub-bacias, embora suas diferenças não sejam muito grandes. A Figura 6 apresenta as cartas estratigráficas das sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú-Icaraí e Mundaú.

As deposições mais antigas são do início do Aptiano, mas o estudo da bacia de Kheta na República de Gana sugere que possam existir sedimentos mais antigos, de idade pré-aptiana, pois esta bacia esteve ligada à bacia do Ceará antes da separação entre os continentes sul-americano e africano.

A Formação Mundaú tem idade aptiana sendo formada por rochas clásticas continentais fluviais e lacustres entre 118 e 114,5 Ma. Suas rochas são arenitos (fluviais) e folhelhos (lacustres), sendo que localmente, na sub-bacia de Piauí-Camocim, ocorrem leques deltaicos e *red beds* (ZALÁN, 1984). De acordo com (BELTRAMI; ALVES; FEIJÓ, 1994), a Formação Mundaú teve sua idade (eo-mesoalagoas) determinada através da bioestratigrafia, com base nos palinomorfos nela encontrados. Os sistemas deposicionais nessa formação são do tipo continental, tendo sido reconhecida a presença dos sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados e lacustres, nos quais são encontrados registros de turbiditos.

Segundo COSTA *et al.* (1990), constitui-se de arenitos de cor cinza-médio, granulação variando de fina a grossa, com intercalações de folhelhos de cor cinza-escuro, que apresentam laminações, matéria orgânica dos tipos I e II e alto valor de carbono orgânico total (COT). Observam-se, em termos estratigráficos, ciclos transgressivos e regressivos, sendo que os primeiros apresentam arranjos com granodecrescência e adelgaçamento ascendentes, enquanto os últimos, arranjos granocrescentes e estratocrescentes. Na Formação Mundaú ocorre também a presença de conglomerados, siltitos e mais raramente diabásios e basaltos.

Com relação aos limites dessa formação, o contato superior corresponde a um marco elétrico denominado de Marco 100 e é parcialmente concordante com a Formação Paracuru; o contato inferior ainda não foi atingido pelas perfurações de sondagem ali realizadas. A maior espessura já amostrada por poços é de 1.800 m, mas estima-se que possa atingir 4.000 m com base em dados obtidos de métodos sísmicos. A Formação Mundaú pode ser correlacionada com a Formação Pescada, da bacia

Potiguar, e com as Formações Coqueiro Seco, Ponta Verde e parte da Formação Maceió, da bacia de Alagoas.

A Formação Paracuru, também sugerida por COSTA *et al.* (1990), foi datada por análises bioestratigráficas baseadas em palinomorfos, ostracodes, dinoflagelados e foraminíferos. A idade desta formação é neoalagoas; com relação aos sistemas deposicionais, esta unidade litoestratigráfica apresenta transição de um ambiente continental e deltaico para sabkha marginal e marinho franco. São distinguidos três intervalos litológicos nessa formação. O inferior apresenta arenitos com granulação variável, onde são visíveis laminação sigmoidal e ondulações cavalgantes, além de camadas de folhelhos cinzentos bioturbados. O pacote intermediário, correspondente ao Membro Trairi, contém calcilutitos e folhelhos carbonosos com ostracodes.

Ainda nesse intervalo, há a presença localizada de halita que, curiosamente, trata-se da única ocorrência desta na margem equatorial. O pacote superior apresenta folhelho siltico cinzento, intercalado raramente com calcilutito e arenito fino. O contato inferior com a Formação Mundaú já foi descrito, enquanto o contato superior com a Formação Ubarana apresenta discordância regional (BELTRAMI; ALVES; FEIJÓ, 1994). A Formação Alagamar na bacia Potiguar é bem correlacionada com a Formação Paracuru. Encontram-se correspondências entre o pacote deltaico mais antigo desta última e o Membro Upanema da primeira; o Membro Trairi é relacionado com as camadas Ponta do Tubarão, enquanto o intervalo litoestratigráfico mais recente corresponde ao Membro Galinhos no Rio Grande do Norte.

A Formação Ubarana foi definida por MAYER (1974) para a bacia Potiguar, a partir de dados de subsuperfície, que a denominou com base no campo petrolífero de

mesmo nome. Na bacia do Ceará, a Formação Ubarana apresenta duas seqüências diferentes: uma associada a ciclo transgressivo marinho profundo, denominada Membro Uruburetama por BELTRAMI *et al.* (1994), e outra associada a ciclo regressivo, chamada de Membro Itapagé pelos mesmos autores. As análises bioestratigráficas forneceram a idade Albiano—início do Campaniano para o Membro Uruburetama, baseando-se em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos, enquanto que o Membro Itapagé foi datado entre o Neocampaniano e Holoceno. A Formação Ubarana está relacionada a ambiente marinho, de nerítico a abissal.

Referente à constituição, o Membro Uruburetama apresenta folhelho cinza-esverdeado, calcífero e siltito argiloso cinzento, chegando a 400 m de espessura. O Membro Itapagé chega a 1400 m de espessura, com a presença de siltito, folhelho e marga cinzentos, calcilutito creme e muitos turbiditos com arenitos de granulação fina a grossa. Várias discordâncias internas da formação determinam períodos de rebaixamento relativo do nível do mar. O contato superior ocorre com as formações Guamaré e Tibau. Pode-se correlacionar a Formação Ubarana com as formações Travosas (bacia de Barreirinhas), Calumbi (bacia Alagoas-Sergipe) e Urucutuca (Bahia e Espírito Santo), segundo BELTRAMI *et al.* (1994).

As formações Guamaré e Tibau foram depositadas em um ambiente litorâneo e nerítico, ao mesmo tempo que os sedimentos pelágicos da Formação Ubarana. Essas formações são constituídas de carbonatos e siliciclastos de alta energia. Inicialmente definidas para a bacia Potiguar por SOUZA (1982), foram identificadas posteriormente na bacia do Ceará.

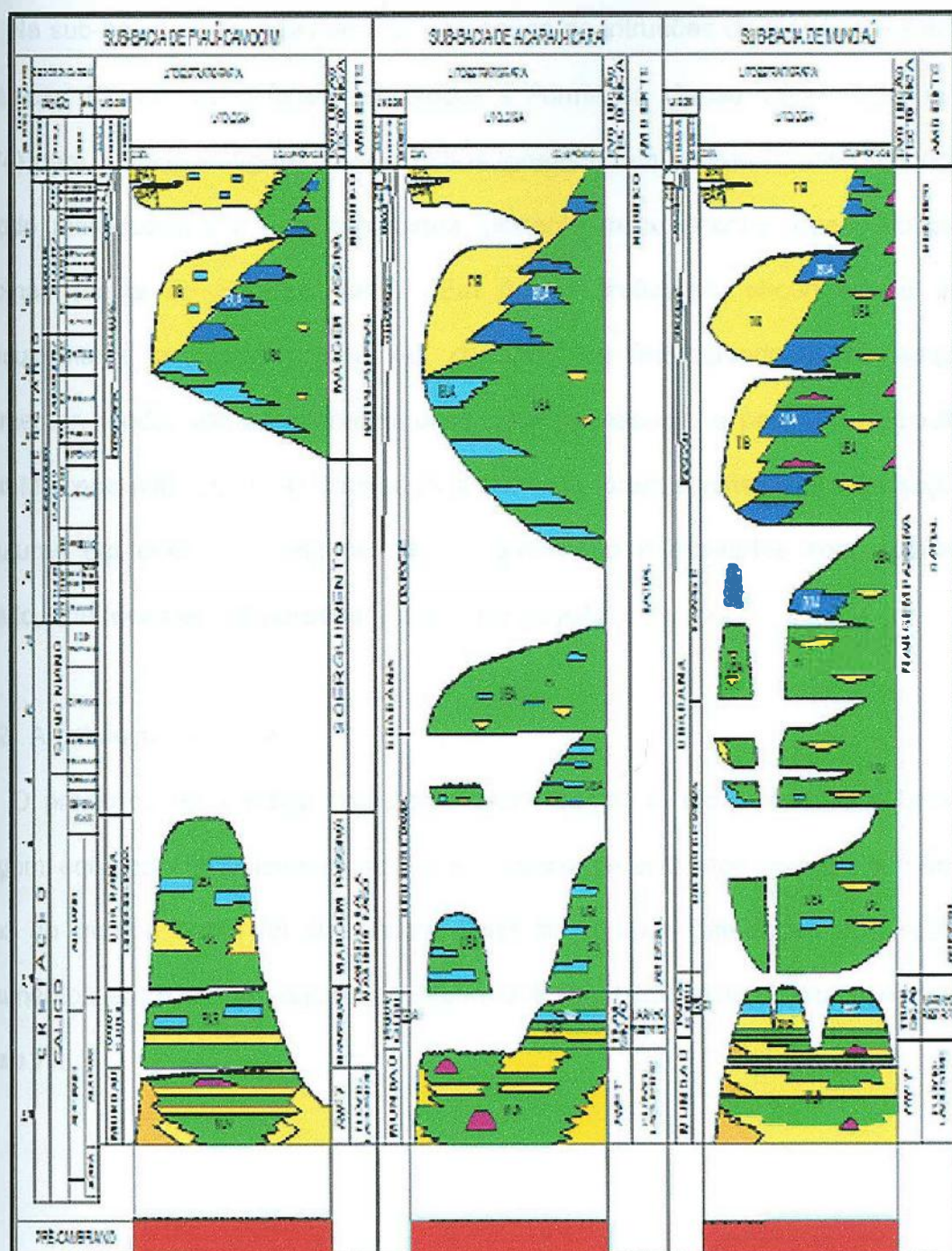


Figura 6: Estratigrafia das sub-bacias da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).

Na sub-bacia de Mundaú ocorre a presença de intrusões de diabásio e extrusões basálticas. Esses corpos foram associados à Formação Macau, definida por MAYER (1974) para a bacia Potiguar. Essas rochas ígneas foram datadas como originadas no período meso-eoceno a neo-oligocenos, portanto mais recentes que o vulcanismo Abrolhos (bacia do Espírito Santo). Em águas profundas, encontram-se *guyots*, particularmente no sopé continental, cortando ou intercalando-se na seqüência sedimentar, tendo sido posicionados em pulsos sucessivos, a partir do Neocretáceo, até o Mioceno (NETO, 2004). Nas seções sísmicas foram constatadas terminações de estruturas em *onlap* nos sedimentos, os quais são intercalados com apófises de basalto, que recobrem as paredes laterais dos *guyots*.

2.2.2 Arcabouço Estrutural

O processo de formação da bacia assim como de todas as outras bacias da margem equatorial brasileira mostra que o ambiente tectônico divergente não foi o único ao qual a bacia foi submetida. Existem algumas diferenças nos estilos de falhamentos entre as sub-bacias de Mundaú e Piauí-Camocim, Icarai e Acaraú (ver Figura 7).

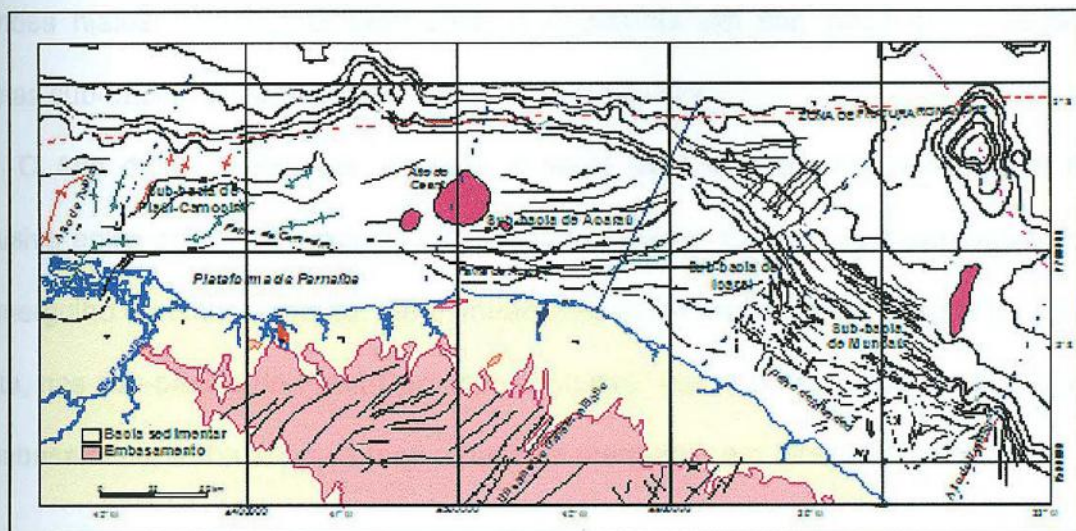


Figura 7: Arcabouço estrutural e localização da bacia do Ceará (extraído de NETO et al., 2003).

Na sub-bacia de Mundaú são observadas ausências de variações laterais no preenchimento sedimentar e de espessas cunhas de conglomerados na borda do rifte, mudanças significativas no estilo e geometria da falha de borda, adelgaçamento dos pacotes sedimentares em direção à falha de borda e a presença de incursões marinhas precoces. Segundo NETO (2004) existe um rifte “não-convencional” o qual mudou o padrão de simples deformação distensiva para transpressiva e/ou transtrativa. Os falhamentos tem direção preferencial NW-SE. A transcorrência aparece nos lineamentos de direção NE-SW.

Existem grandes evidências, nas sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú e Icaraiá, de movimentação dextrógira da placa Sulamericana. Este tipo de movimentação causa a formação de falhas transcorrentes e inversas, dobras, inversão de depocentros,

grandes hiatos no registro sedimentar e estruturas em flor, positivas e negativas. Nestas sub-bacias as falhas têm direção E-W e NE-SW.

O Alto de Fortaleza que delimita a bacia do Ceará a leste tem origem ígnea intrusiva entre o Cretáceo Superior e Terciário Inferior. Existem dois diferentes estilos de mergulho do embasamento: até o lineamento de Sobral ocorrem mergulhos contra a costa, nas sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú; nas sub-bacias de Icarai e Mundaú o embasamento torna-se mais raso e passa a mergulhar em direção ao mar.

2.3 Geologia Histórica

O desenvolvimento da bacia tem início no eoaptiano e sofre a influência do tectonismo que desde a separação do Pangea foi diferenciado, modificando as direções dos esforços e alterando os ambientes de sedimentação.

A sedimentação pode então ser dividida em partes distintas: Rifte, Transicional e Drifte. Existe uma discussão quanto à existência da Fase Pré-Rifte, a qual não foi amostrada em nenhuma sondagem. Segundo as analogias com a contraparte da bacia do Ceará, a bacia de Kheta em Ghana, acredita-se que a fase Pré-Rifte também exista na bacia do Ceará.

2.3.1 Fase Rifte

A fase Rifte é formada pelo estiramento crustal, a qual pode ser observada também em outras bacias da margem equatorial brasileira. A separação entre os continentes África e América do Sul teve origem no Eocretáceo.

Durante a fase Rifte foram depositados os sedimentos continentais da Formação Mundaú. São sedimentos de origem fluvial e lacustre de idade aptiana. COSTA *et al.* (1990) associam esses sedimentos a um sistema fluvial meandrante a anastomosado e folhelhos lacustres. O topo desta sequência é um marco elétrico bem claro, chamado de Marco 100. No mesmo período, na sub-bacia de Piauí-Camocim, ocorreram depósitos de leques deltaicos e *red-beds* (ZALÁN, 1984).

2.3.2 Fase Transicional

Acima do Marco 100 tem-se a deposição da segunda fase, a Fase Transicional, quando o mar começa a entrar na bacia, originando a Formação Paracuru. Os ambientes deposicionais que se sucederam foram fluvial, deltaico e lacustre. Durante essa fase de evolução da bacia formaram-se os arenitos Xaréu e Atum, os quais são reservatórios nos campos de mesmo nome localizados na sub-bacia de Mundaú. Nesta fase se depositaram as Camadas Trairi e são observadas ocorrências locais de evaporitos.

2.3.3 Fase Drifte

No Albiano, a sedimentação da bacia torna-se marinha com a deposição de calcários da Formação Ponta do Mel e folhelhos da Formação Ubarana. Como já havia sido mencionado, os esforços não foram apenas distensivos, a separação dos continentes africano e sulamericano levou a um movimento transcorrente do Albiano até o Eo-Cenomaniano. Assim foram criados diferentes cenários de tensões nas sub-bacias do Ceará.

Durante este período o esforço distensivo na sub-bacia de Mundaú tornou-se predominantemente transtensivo e na sub-bacia de Icarai foi principalmente transpressivo. Surgem as falhas de empurrão e dobras ocorrendo a erosão de sedimentos pelo soerguimento de áreas dobradas. Surgem dobras nas sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú, como o alto do Ceará, mostrando assim que a deposição subsequente seria afetada.

Podemos perceber, pela observação das colunas estratigráficas das sub-bacias, que a diferenciação ocorre devido à transcorrência, já que a evolução das três sub-bacias era muito próxima. No final do Santoniano, termina o ciclo transgressivo e a queda do nível do mar acaba por deixar expostos os sedimentos em algumas áreas da sub-bacia de Mundaú. A regressão teve início no Campaniano-Maestrichtiano com a deposição dos folhelhos e arenitos turbidíticos da Formação Ubarana. No Terciário, além da Formação Ubarana, são depositados os calcários da Formação Guamaré e os arenitos da Formação Tibau lateralmente (ver Figura 8).

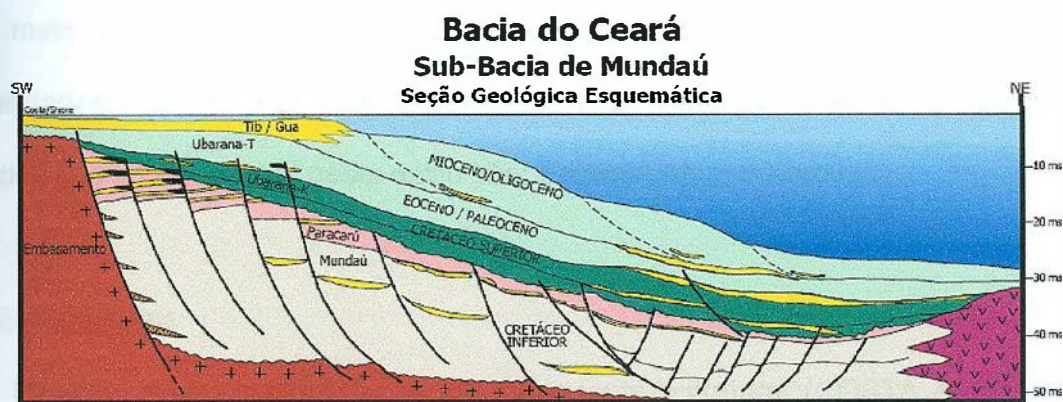


Figura 8: Seção geológica da sub-bacia do Mundaú – bacia do Ceará (extraído de ANP, 2000).

As duas últimas formações são os basaltos da Formação Macau e os clásticos da Formação Barreiras, sendo que este último foi depositado apenas nas partes mais proximais da bacia e em maior parte diretamente sobre o embasamento.

2.4 Geologia do Petróleo

O petróleo na bacia do Ceará é explorado na sub-bacia de Mundaú, sendo que ocorrem acumulações de hidrocarbonetos em todas as fases de evolução da bacia. Os diversos sistemas petrolíferos existentes foram divididos de acordo com o estilo da armadilha: em turbiditos, estruturais e combinados (estrutural – estratigráfico).

2.4.1 Turbiditos

Este estilo de armadilha para o óleo é estratigráfico, onde corpos de turbiditos estão intercalados em folhelhos da formação Ubarana nos ciclos transgressivos e regressivos. O sistema petrolífero é o Paracuru-Ubarana e a migração do óleo se deu por meio de falhas normais. Os reservatórios turbidíticos neste sistema têm porosidades maiores que 20% e permeabilidade variando entre 50 e 900 mD. Os campos que são formados neste estilo são: Espada, Atum e Xaréu.

2.4.2 Estruturais

O estilo destas armadilhas é exclusivamente estrutural (COSTA *et al.*, 1990) e elas estão associadas às fases rifte e transicional. Os padrões de deformação, e portanto as estruturas encontradas na região, são rotacionais, transpressivos ou transtensivos.

No padrão rotacional, a estrutura ocorre devido à descida de blocos (produzindo um *roll-over*), ou mergulho das camadas do bloco de baixo de encontro à falha, ou ainda pela rotação do bloco, criada durante a fase rifte (esforços extensionais). Nesta situação a falha comporta-se como selante.

A geração do petróleo se dá nas próprias formações da bacia e a migração ocorreu diretamente do gerador para os reservatórios através das falhas, as quais foram dutos apenas durante a ação do tectonismo e aumento significativo da pressão de soterramento atuando nas rochas geradoras.

Devido ao basculamento dos blocos, os arenitos fluviais ou deltaicos das formações Paracuru e Mundaú ou calcários da Formação Paracuru são os reservatórios, os quais são capeados pelos folhelhos das formações Paracuru e Mundaú.

Este tipo de sistema petrolífero tem porosidades maiores que 20% e permeabilidades variando entre 40 e 500 mD. Um exemplo deste estilo é o campo de Xaréu, além dos poços 1-CES-74, 1-CES-41, 1-CES-35B (COSTA *et al*, 1990).

No padrão transpressivo, a mudança da direção dos esforços tectônicos durante o Albiano e o início do Cenomaniano muda o padrão dos esforços atuantes na bacia, passando de divergente para compressivo. Esse padrão pode ocorrer associado a estruturas em flor, dobras *en echelón* ou junto à borda da bacia.

Neste tipo de sistema petrolífero o hidrocarboneto migrou por falhas, a partir das formações, e foi aprisionado em arenitos fluviais e deltaicos capeado por folhelhos das formações Mundaú e Paracuru. Um exemplo deste caso é a acumulação de gás no poço 1- CES-97.

No padrão transtensivo, um esforço diferente do distensivo atua na sub-bacia. Há um padrão de falhas agora sendo que agora temos blocos altos limitados por falhas normais de rejeito e mergulhos divergentes. O sistema petrolífero formado é Mundaú-Mundaú, Mundaú-Paracuru, Paracuru-Paracuru ou ainda Paracurú-Mundaú.

A migração do óleo aconteceu por meio das falhas diretamente das geradoras para os reservatórios sendo que a capa dos reservatórios é composta de folhelhos. As porosidades são maiores que 15% e permeabilidades variando entre 10 e 200 mD. Exemplos: poços 1-CES-33A e 1-CES-66.

3 MÉTODOS ELETROMAGNÉTICOS

3.1 Introdução

Este trabalho trata do método eletromagnético, que é usado para mapear as estruturas em subsuperfície a partir de propriedades físicas específicas. Apesar do enfoque desta monografia estar centralizada na metodologia fornecida pela teoria eletromagnética na exploração de petróleo, a característica essencial de desvendar feições em subsuperfície, seja por necessidade econômica ou acadêmica, é comum a vários métodos da geofísica (gravimetria, sísmica, magnetometria, etc...), e não apenas aos métodos eletromagnéticos. Neste sentido, pode-se dizer que a ciência geofísica preocupa-se com o estudo de processos físicos dentro da Terra e com o mapeamento em larga escala da constituição interna da Terra.

Em geral nestes métodos as propriedades físicas mapeadas possuem apenas uma relação indireta com as propriedades petrofísicas em subsuperfície. No caso da prospecção de petróleo as propriedades principais são a porosidade, permeabilidade e saturação de óleo. Especificamente as propriedades físicas que podem ser mapeadas são a densidade, susceptibilidade magnética, condutividade elétrica, permissividade elétrica e velocidade sísmica. Em particular, a velocidade sísmica é a velocidade de uma onda compressional propagando-se em um meio sólido. E ela é "diferente" das outras propriedades (por exemplo, a densidade) no sentido de que depende de propriedades mais fundamentais como módulo de elasticidade e densidade. Em outras palavras, as propriedades medidas estão relacionadas às propriedades desejadas mas esta relação não é única. Por exemplo, a densidade depende da porosidade,

granulometria e saturação de fluidos, e que não podem ter suas contribuições diretamente detectadas a partir da densidade.

Antes de discutir os métodos eletromagnéticos, é importante compreender um pouco as propriedades físicas dos materiais terrestres, e saber quais propriedades podem ser obtidas diretamente ou indiretamente. Na figura 9, pode-se visualizar um esquema dos intervalos de valores de propriedades que podem ser medidas com a geofísica aplicada. Note na figura 9 que a condutividade elétrica para materiais da Terra variam de 10^{-5} para rochas ígneas até 10^4 para a grafita. Por outro lado a densidade tem uma variação pequena de 1 a 10 apenas. Estes intervalos são a chave para se conhecer com maior confiabilidade os objetivos em subsuperfície. Por exemplo, uma pequena mudança na saturação de fluido pode ser detectada devido a uma grande variação na condutividade elétrica medida, mas uma pequena diferença na composição mineral ou porosidade leva a uma pequena diferença na densidade.

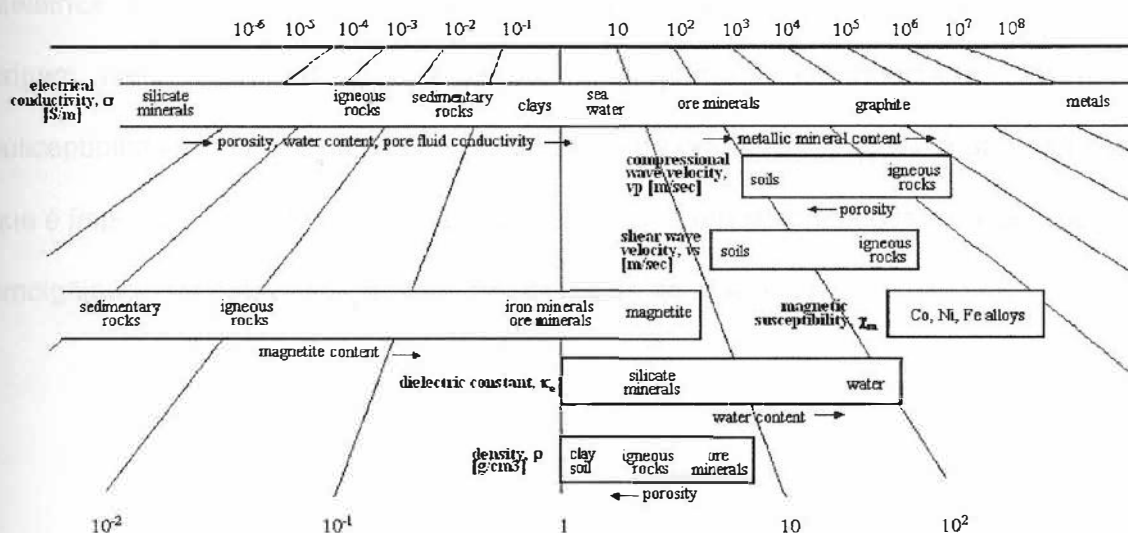


Figura 9: Valores típicos de propriedades físicas de materiais. MORRINSON (2004).

Em geofísica aplicada é fundamental conhecer as relações que podem existir entre as propriedades físicas medidas e as propriedades petrofísicas das rochas. Quanto maior a correlação entre estas diferentes propriedades melhor serão os resultados da aquisição geofísica. O esquema mostrado na figura 10 dá uma idéia qualitativa da relação entre propriedades medidas e as de interesse.

É importante notar, que as colunas indicadas na figura 10 mostram em que grau a propriedade medida depende de outras propriedades que não são diretamente observadas pela aquisição de dados. A velocidade depende do conteúdo de água, da porosidade, do conteúdo da argila e das propriedades elásticas e mecânicas do meio em que a onda se propaga. Já a condutividade elétrica depende da porosidade, da saturação de fluido, da condutividade de fluido nos poros, e do conteúdo de argila. Além disso, as propriedades desejadas podem depender de diversas das propriedades medidas. Por exemplo, o conteúdo de água está relacionado fortemente à constante dielétrica, à condutividade e à velocidade; em contrapartida, quando os objetos são de origem metálica (dutos, por exemplo) eles podem ser detectados através da susceptibilidade magnética. Esta característica da geofísica aplicada é que nos mostra que é importante utilizar vários métodos (sísmica, eletromagnético, etc...) para reduzir a ambigüidade na determinação das propriedades de interesse.

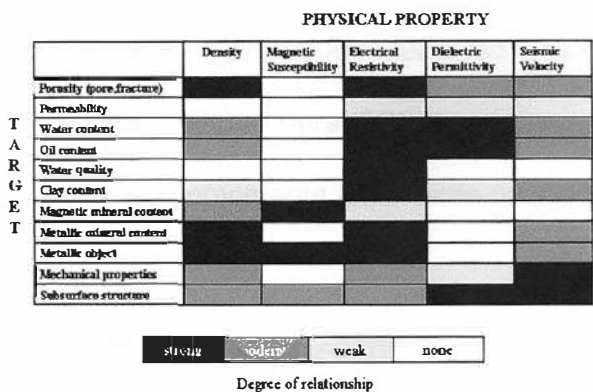


Figura 10: Relação das propriedades fundamentais com os objetivos geológicos. MORRINSON (2004).

Os métodos da geofísica são aplicações diretas de física básica, sendo a sísmica o método mais usado na prospecção de petróleo. Sabe-se que os métodos sísmicos são os que melhor reproduzem uma imagem de subsuperfície. Entretanto, ao longo dos anos os métodos não – sísmicos têm ganhado importância crescente. Entre os principais métodos incluem gravimetria, magnetometria e eletromagnético (EM). Dentro dos métodos EM existem aqueles que usam os campos naturalmente gerados (por exemplo, magnetotelúrico). Os métodos relacionados a utilização de frequência baixa , e que usam essencialmente a corrente direta são chamados de métodos resistivos. A utilização de altas frequências é feita pelo método chamado de *ground penetrating radar* (GPR). Em outros casos, pode-se ainda ter campos introduzidos por uma fonte controlada (CSEM, por exemplo) e a resposta da terra é medida a partir disto.

Apesar do método eletromagnético apresentar diversas técnicas de medição baseadas na teoria eletromagnética, como SBI, GPR e TDEM, etc... O enfoque dado

nesta monografia será no método magnetotelúrico, devido a questão prática de que esta metodologia foi empregada nas bacias apresentadas nos capítulos iniciais. Além disso, alguns comentários serão feitos sobre CSEM, preocupando-se especialmente com o SBL que tem tornado-se extremamente importante na indústria do petróleo.

3.2 Método Magnetotelúrico

3.2.1 Origem e Características dos Campos Magnetotelúricos e Correntes Telúricas

Esta seção é baseada numa discussão que se encontra no livro do Telford (1992), e discute superficialmente as técnicas que utilizam fontes eletromagnéticas de larga escala e baixa frequência e os fluxos de correntes induzidos por estes campos na superfície e subsuperfície da Terra. Importante lembrar que este enfoque discute a utilização de fontes naturais.

A primeira evidência da existência de correntes naturais e de larga escala na Terra foi proposta por Barlow em 1847 por ocasião de trabalhos envolvendo a criação do sistema de telégrafos ingleses. Atualmente estas correntes são bem aceitas e existem medidas em escala mundial de sua intensidade e localidade. Uma vez que tenha sido aceita a existência destas correntes de larga escala torna-se importante estabelecer qual é sua origem.

A comunidade acadêmica entende que a fonte responsável por essas correntes encontra-se fora da Terra, e é possível correlacioná-las a variação diurna do campo magnético da Terra causada por ventos solares, e associados a fenômenos como auroras. Na figura 11 é possível ver uma representação artística do efeito do vento

solar no campo magnético da Terra, e que possui estreita ligação com a observação de campos eletromagnéticos na superfície da Terra e no aparecimento das correntes telúricas. Acredita-se que o vento solar seja responsável pelo aparecimento de correntes na ionosfera, e esta por sua vez responsável pela indução das correntes telúricas na Terra.

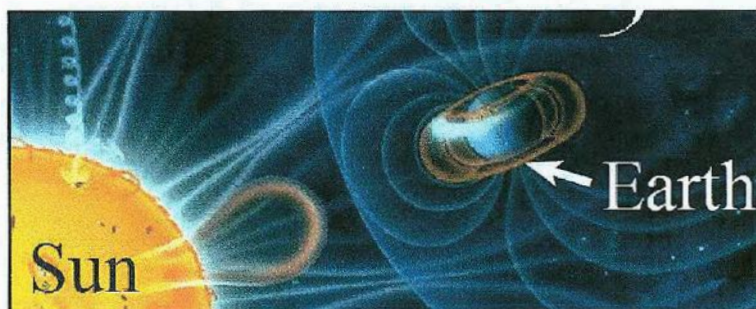


Figura 11: Representação artística do efeito do vento solar no campo magnético da Terra, e que estão relacionados a diversos fenômenos terrestres (variação diurna do campo magnético, auroras, etc...) e extraterrestres (raios cósmicos exteriores). CAGLAR (1999).

O mecanismo de indução destas correntes envolve o fato que as cargas aceleradas na ionosfera pelo campo magnético da Terra geram radiação eletromagnética que chega na superfície da Terra como ondas planas. A frequência desta radiação encontra-se num intervalo que pode ir de 10^{-5} Hz a 10 Hz. Este campo eletromagnético é conhecido como campo magnetotélurico (MT), que ao se propagar em subsuperfície gera as correntes telúricas. Na figura 12 é possível ver a medida das correntes telúricas em larga escala mundial. Estes dados de correntes podem eventualmente serem alterados por contribuições de alta frequência que se superpõem aos dados.

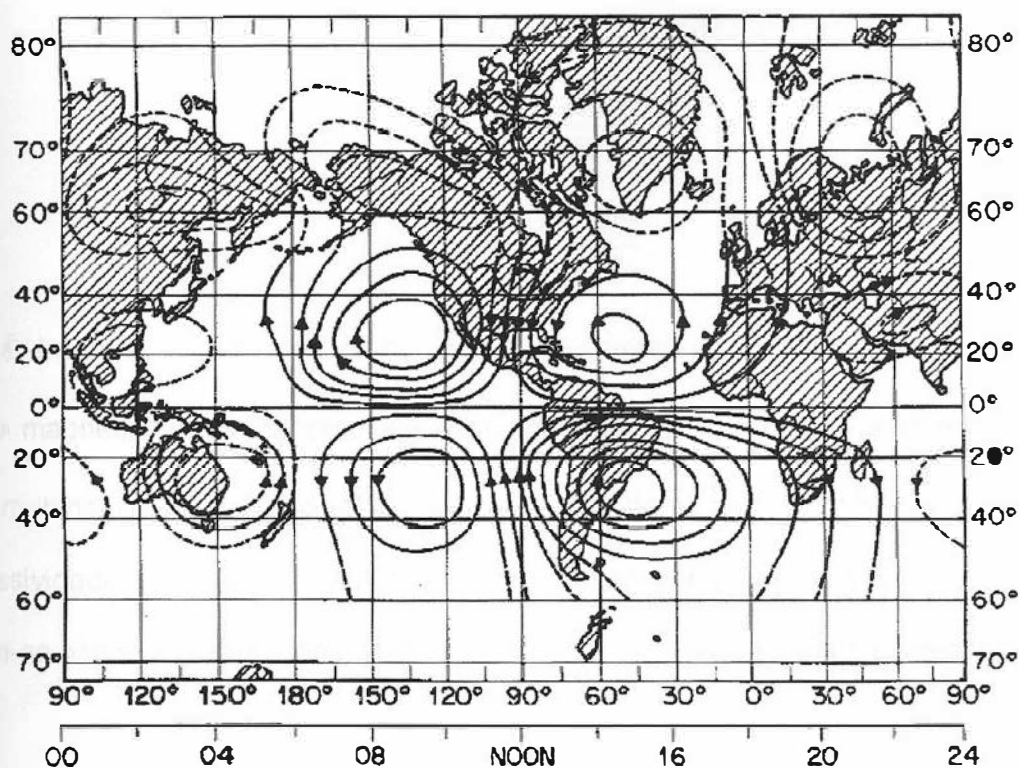


Figura 12: Distribuição planetária das correntes telúricas. Figura extraída de Lanzerotti (1986).

3.2.2 Teoria do Método Magnetotelúrico (MT)

As equações fundamentais que governam toda a teoria do eletromagnetismo são as famosas equações de Maxwell, cujos elementos teóricos são muito bem estabelecidos e compreendidos por toda a comunidade acadêmica. Portanto, este conjunto de fórmulas são capazes de descrever quantitativamente a propagação das ondas eletromagnéticas associadas a fontes naturais ou controladas. As equações de Maxwell, em sua forma diferencial, são as seguintes,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = q, \quad (3.1)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0, \quad (3.2)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (3.3)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad (3.4)$$

onde \vec{E} é o campo elétrico microscópico, \vec{B} é o campo magnético microscópico, \vec{H} é o campo magnético macroscópico em meio material, \vec{D} é o campo macroscópico em meio material, q é a carga elétrica, \vec{J} a densidade de corrente elétrica e ε a permissividade elétrica. Em particular, num meio homogêneo isotrópico e dielétrico podem-se escrever as relações constitutivas do meio pelas seguintes expressões:

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E}, \quad (3.5)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad (3.6)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} + \vec{J}_s. \quad (3.7)$$

Nas equações acima σ representa a condutividade elétrica, μ é a permeabilidade e \vec{J}_s seria a densidade de corrente gerada por uma suposta fonte controlada, e que no caso do método magnetotelúrico veremos que esta densidade de corrente possui valor nulo.

Vamos tomar $\vec{J}_s = 0$, e mais adiante será dada a devida importância ao caso $\vec{J}_s \neq 0$. Dessa forma, tomando o rotacional da equação (3.3), utilizando as relações constitutivas apropriadas e considerando uma região livre de cargas elétricas, é fácil chegar à equação de onda dada por,

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \left(\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \right). \quad (3.8)$$

Vamos supor que para o método MT ocorram variações temporais sinusoidais dos campos elétrico e magnético, e dessa forma serão consideradas as seguintes equações de propagação no tempo,

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t}, \quad (3.9)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{i\omega t}. \quad (3.10)$$

Substituindo (3.9) em (3.8) é possível chegar na equação de Helmholtz,

$$(\nabla^2 + k^2) \vec{E} = 0, \quad (3.11)$$

onde k é o número de onda complexo dado por,

$$k^2 = \mu \omega (\varepsilon \omega - i\sigma). \quad (3.12)$$

Analogamente, pode-se escrever para o campo magnético que,

$$(\nabla^2 + k^2) \vec{H} = 0. \quad (3.13)$$

Note que a simetria das equações (3.11) e (3.13) deve-se ao fato de não haver cargas elétricas livres e também não haver monopolos magnéticos. No método MT é típico a utilização de baixas frequências e na presença de bons condutores na Terra, pode-se supor que $\sigma \gg \varepsilon \omega$, e neste caso as equações (3.11) e (3.13) podem ser escritas como,

$$\nabla^2 \vec{E} \approx \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \approx i\omega \mu \sigma \vec{E}, \quad (3.14)$$

$$\nabla^2 \vec{H} \approx \mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \approx i\omega \mu \sigma \vec{H}. \quad (3.15)$$

No caso de condução no ar ou algum outro condutor ruim temos que $\sigma \approx 0$, e neste caso o lado direito das equações acima são iguais a zero e reduz-se à equação de

Laplace. Note que apesar de apenas introduzirmos a indicação de equação aproximada nas equações (3.14) e (3.15), a primeira aproximação ocorre no momento em que escrevemos as relações constitutivas para um meio homogêneo e isotrópico. As equações (3.14) e (3.15) descrevem as ondas eletromagnéticas utilizadas no método magnetotelúrico. Destas duas equações pode-se inferir que o entendimento do método MT é dependente da capacidade de resolver estas equações de difusão. É importante notar que existe uma forte dependência das características das propriedades físicas das rochas (condutividade, por exemplo), das frequências utilizadas e da atenuação sofrida pelos campos em questão. Uma forma de resolver estas equações é considerar uma onda eletromagnética propagando-se na direção z com polarização no plano xy . Desta forma, pode-se escrever que,

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \vec{E}_0 e^{i\omega t + imz}, \quad (3.16)$$

$$\vec{H}(\vec{r}, t) = \vec{H}_0 e^{i\omega t + imz}. \quad (3.17)$$

Substituindo (3.16) e (3.17) em (3.14) e (3.17), e eliminando a dependência temporal da equação resultante e ajustando apropriadamente os valores de \vec{E}_0 e \vec{H}_0 é possível chegar em,

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} + m^2 \vec{E} = 0, \quad (3.18)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial z^2} + m^2 \vec{H} = 0. \quad (3.19)$$

Podemos então escrever as soluções \vec{E} e \vec{H} como sendo,

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t - \alpha z} e^{-\beta z},$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{i(\omega t - \alpha z)} e^{-\beta z},$$

onde α e β são dados por,

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\sigma \mu \varepsilon}{2}}.$$

A solução obtida indica que os campos \vec{E} e \vec{H} variam harmonicamente no tempo e no espaço, e também são atenuados exponencialmente no espaço. O termo *skin depth* é usado como um critério para quantificar a distância de penetração do campo eletromagnético. Ele é definido como o comprimento no qual a amplitude do campo é reduzida por um fator de $1/e$ ou em 37 % do valor inicial. Portanto, o parâmetro *skin depth* é dado por,

$$\delta = \frac{1}{\beta} = \sqrt{\frac{2}{\sigma \mu \omega}} \approx 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ metros}.$$

onde ρ é a resistividade. A fórmula anterior indica que materiais com condutividade maiores atenuam mais rapidamente as ondas eletromagnéticas do que materiais com condutividades menores.

Utilizando a equação de Faraday e fazendo uma decomposição de suas componentes cartesianas é possível chegar ao seguinte resultado,

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\mu\omega H_x,$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} = -i\mu\omega H_y,$$

$$\frac{\partial E_y}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial y} = -i\mu\omega H_z,$$

usando as equações (3.16) e (3.17) e substituindo nas expressões escritas acima é possível chegar na seguinte formulação,

$$\left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \omega \mu \rho \Rightarrow \rho = \frac{1}{\mu \omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2,$$

ou ainda pode-se escrever que,

$$\rho \approx \frac{0.2}{f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \Omega m,$$

esta relação indica que fazendo uma medida das componente de E e H no plano xy para uma frequência específica nos permite obter a resistividade em função da profundidade.

Uma outra grandeza física de importante é a densidade de corrente, considerando que $\omega \epsilon \ll \sigma$ pode-se desprezar a presença da corrente de deslocamento, e dessa forma escreve-se que,

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma \vec{E} = \vec{J},$$

cujas decomposição em coordenadas cartesianas resulta nas seguintes equações,

$$\begin{cases} \frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x = J_x \neq 0, \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} = \sigma E_y = J_y = 0, \\ \frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} = \sigma E_z = J_z = 0, \end{cases}$$

e então lembrando que está se trabalhando com uma solução propagando-se na direção z é possível obter sem grandes dificuldades que a densidade de corrente na direção x é dada por,

$$J_x = -\frac{\partial H_z}{\partial z} = \frac{\omega \mu \sigma}{2} H_0 e^{-z \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}}} \cos \left(\omega t - z \left(\frac{\omega \mu \sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{\pi}{4} \right),$$

portanto, é fácil ver que a amplitude da corrente é $\frac{\omega \mu \sigma}{2} H_0$ multiplicado pela amplitude do campo magnético. Observe que J_x possui o mesmo efeito do tipo *skin depth* sofrido pela onda eletromagnética. Dessa forma, num bom condutor o fluxo de corrente fica concentrado na superfície.

Quando $\frac{\omega \mu \sigma}{2}$ possui um valor pequeno o campo magnético irá se propagar com pouca atenuação e não causará um fluxo de corrente apreciável. O resultado deste processo é que não se gera campos secundários significativos. Entretanto, quando $\frac{\omega \mu \sigma}{2}$ tiver um valor alto haverá um acúmulo de corrente superficial que induzirá um campo secundário apreciável, que se encontra fora de fase com o campo primário.

3.2.2.1 Resistividade Aparente

Vamos considerar o caso em que a onda eletromagnética realiza uma incidência normal sobre um modelo de impedâncias 1D de N camadas isotrópicas.

Sabe-se que na descrição de camadas constituídas de materiais diferentes, pode-se escrever campos elétricos e magnéticos em termos de ondas propagando-se para fora (*outgoing*) e para dentro (refletida). Sendo assim, para uma incidência normal de uma onda plana sobre a i -ésima camada pode-se escrever para os campos elétrico e magnético que,

$$E_{y_i} = +E_i e^{-ik_i z_i} + -E_i e^{ik_i z_i},$$

$$H_{x_i} = -\frac{k_i}{w\mu} \left[E_i e^{-ik_i z_i} - E_i e^{ik_i z_i} \right],$$

onde z_i é a distância vertical até o fundo da i -ésima camada, E_i representa a amplitude do campo elétrico que se propaga para valores positivos de z e E_i é a amplitude do campo elétrico propagando-se para valores negativos de z . Note que diferentemente das soluções (3.18) e (3.19) agora temos a descrição de ondas refletidas entre camadas.

É possível mostrar que se forem usadas as soluções acima para cada camada de um total de N camadas num modelo 1D, a impedância \hat{Z}_i no topo da camada i será dada por,

$$\hat{Z}_i = Z_i \frac{\hat{Z}_{i+1} + Z_i \tanh(k_i h_i)}{Z_i + \hat{Z}_{i+1} \tanh(k_i h_i)} \quad (3.20)$$

onde $Z_i = w\mu/k_i$ e h_i é a espessura da i . Com a expressão (3.20) é possível encontrar recursivamente os valores das impedâncias das N camadas, desde que se consiga calcular o valor de Z_N . Observe também que esta expressão é independente das camadas acima da i -ésima camada. Por exemplo, no modelo 1D temos que a impedância do fundo do mar é independente da impedância da lâmina da água. Dessa forma, a impedância \hat{Z}_i pode ser escrita da seguinte maneira,

$$\rho_a = \frac{1}{w\mu} Z_i^2 = \frac{1}{w\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad (3.21)$$

que define uma resistividade aparente ρ_a que contém efeitos de reflexão e atenuação de cada camada abaixo e sendo dependente da frequência. Para altas frequências ρ_a

é mais sensível a estruturas rasas, e para frequências menores ela torna-se sensível a estruturas mais profundas.

Considerando-se que a Terra possui uma estrutura em camadas, a impedância da onda plana para o caso 1D é dada por (3.20), e pode-se conhecer ρ_a por (3.21), cuja fase será dada por,

$$\hat{Z}_1 = |\hat{Z}_1| e^{i\phi},$$

$$\phi = \text{Arg} \hat{Z}_1.$$

Boehl (1977) (criar ref em bib) mostrou que a fase pode ser estimada a partir da resistividade aparente pela seguinte expressão,

$$\phi \approx 45^\circ \pm 45^\circ \frac{\partial \ln \rho_a}{\partial \rho_a}.$$

Na figura 13 é possível ver um exemplo de medidas magnetotelúricas realizadas na bacia do São Francisco, e observa-se claramente a resistividade aparente e a fase. Neste caso, não foi feito a correção do efeito de deslocamento estático.

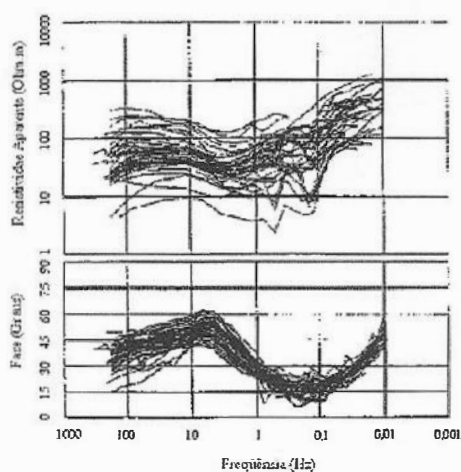


Figura 13: Medidas magnetotelúricas antes da correção do efeito de deslocamento estático e que foram obtidas na bacia do São Francisco. Figura extraída de PORSANI (2001).

3.2.2.2 Aquisição Magnetotelúrica

Como visto anteriormente a realização do método magnetotelúrico em explorações geofísicas vem do fato de que as amplitudes, fases e relações entre as componentes ortogonais dos campos elétricos e magnéticos naturais na superfície da Terra dependem da distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície. O fluxo induzido de vento solar de partículas carregadas (ou também tempestades elétricas) na ionosfera produzem campos eletromagnéticos com pulsações no intervalo de frequência 0,001-1Hz e são utilizadas no método magnetotelúrico (MT) como a fonte natural para a aquisição MT. São estas variações temporais naturais do campo eletromagnético observadas na superfície da Terra são usadas para investigar a resistividade elétrica em subsuperfície.

O ponto central da aquisição MT é entender que os campos gerados pelos fenômenos externos comentados acima, penetram no interior da Terra e induzem fluxos de correntes telúricas numa direção que é perpendicular ao campo magnético, exatamente como vimos na teoria apresentada anteriormente. Este campo eletromagnético propaga-se para o interior da Terra, e atravessa regiões que apresentam mudanças de condutividade, e que por sua vez se correlacionam com variações litológicas, mineralógicas, saturação de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade, salinidade, etc. Quando o sinal eletromagnético encontra diferenças de impedância, campos secundários são gerados e parte deles se propaga de volta para a superfície trazendo informações sobre a mudança relativa de condutividade em subsuperfície. Um exemplo caricato do arranjo de aquisição pode ser visualizado na figura 14.

As atividades de aquisição de dados MT no campo envolvem a medida simultânea de variações temporais de três componentes cartesianas ortogonais do campo magnético e de duas componentes cartesianas horizontais do campo elétrico em um amplo intervalo de frequências. Os sinais medidos por estarem relacionados a utilização de fonte naturais são de baixa amplitude, o que obviamente requer sensores com uma excelente razão de sinal/ruído e que também realize uma operação de amplificação do sinal. A medida do campo elétrico é realizada registrando-se a variação da tensão elétrica no tempo entre um par de eletrodos separados por algumas centenas de metros.

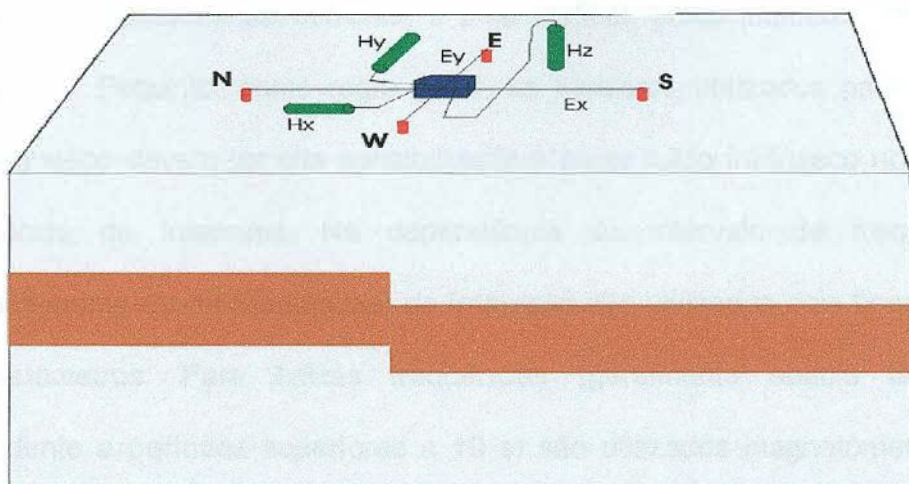


Figura 14: Arranjo esquemático de uma aquisição no método magnetotélúrico. SANTOS (2006).

Essa separação é escolhida de forma que a tensão medida seja muito maior que o ruído gerado pelos eletrodos, os quais são geralmente do tipo não-polarizável (baixo ruído). Para reduzir os ruídos causados por potenciais aleatórios na superfície de contato, e que são causados por reações eletroquímicas do material metálico com o solo, deve-se utilizar eletrodos não-polarizáveis. Placas de chumbo é uma saída para evitar este efeito deletério da medida realizada. Outros metais, tais como aço inoxidável ou bronze podem também ser utilizados, se enterrados, e aceitáveis para frequências acima de 1Hz.

A medida do campo magnético é realizada por outro tipo de dispositivo. Para períodos compridos geralmente afirma-se que é possível realizar medidas do campo magnético com um magnetômetro de fluxo (*fluxgate*). Este equipamento é formado por uma bobina de muitas voltas, ou um longo solenóide enrolado em ferrite. São medidas

três componentes magnéticas: duas horizontais, paralelas às direções em que são medidas as componentes da corrente, e uma vertical, como indicador de estruturas bidimensionais. Portanto, como regra geral, os sensores utilizados para medida do campo magnético devem ter alta sensibilidade e baixo ruído intrínseco nos intervalos de frequência de interesse. Na dependência do intervalo de frequências (e conseqüentemente de profundidades) de interesse são utilizados dois tipos diferentes de magnetômetros. Para baixas frequências (geralmente abaixo de 0,1 Hz; correspondente a períodos superiores a 10 s) são utilizados magnetômetros do tipo *fluxgate*, como comentamos anteriormente, e que são bastante robustos e adequados à razão sinal/ruído nesse intervalo. Em frequências mais altas (períodos mais baixos), porém, as variações geomagnéticas naturais têm amplitudes da ordem de décimos a centésimos de nT, o que se encontra abaixo do nível de ruído intrínseco desses magnetômetros. Nessas frequências, magnetômetros do tipo indução são empregados para medir as variações geomagnéticas.

Os equipamentos usados para medidas MT são constituídos de vários módulos que coletam simultaneamente sinais elétricos e magnéticos e os armazenem em formato digital para análise posterior. Em geral, cada equipamento consiste em uma central de processamento, um sistema de posicionamento global (GPS) para sincronização do relógio, pares de eletrodos para medição do campo elétrico, magnetômetros para medição do campo magnético e um jogo de baterias para alimentação do sistema. O equipamento é programado por um microcomputador portátil. A aquisição dos dados é feita com um número e intervalo de frequências que depende de fabricante para fabricante.

A instrumentação envolvida em medidas magnetotelúricas sofreu um grande avanço durante a década de 90 com a introdução do instrumento da Instituição de Oceanografia Scripps (Constable et al., 1998). Isto se deveu ao fato de que este novo equipamento permitir a medida de sinais com períodos menores, o que antes era inviável devido ao efeito da lâmina da água. Antes de ocorrer este avanço a instrumentação tradicional era utilizada para estudos do manto em aplicações acadêmicas (ver Filloux, 1980). Esta instrumentação básica era composta de magnetômetros de fluxo (*fluxgate*) e sensores de campos elétricos acoplados que mediam valores de campos num intervalo de período de 500 – 100000 s. O que acontece é que estes longos períodos não são suficientemente sensíveis a estruturas relativamente rasas (0-10 km) nas plataformas continentais e aos sistemas de crosta e manto superior em cadeias meso-oceânicas. O instrumento desenvolvido com maior largura de banda (Constable et al., 1998) supera esta dificuldade. Sem entrar muito em detalhes, o que ele faz é utilizar sensores AC acoplados, que removem a contribuição DC (i. e. de período muito longo), de forma que o sinal de períodos menores de 0.1 – 10000 s possam ser amplificados. Um diagrama destes instrumentos pode ser visto na figura 15 (Key, 2003). Uma âncora de 150 kg feita de concreto estabiliza o aparelho no fundo do mar. Uma unidade acústica independente é utilizada para rastrear o instrumento a partir da âncora. Um compasso magnético registra a orientação do instrumento no fundo do mar. Uma bóia contendo luzes e sinal de rádio permite que o aparelho seja recuperado mesmo à noite ou de dia com visibilidade limitada.

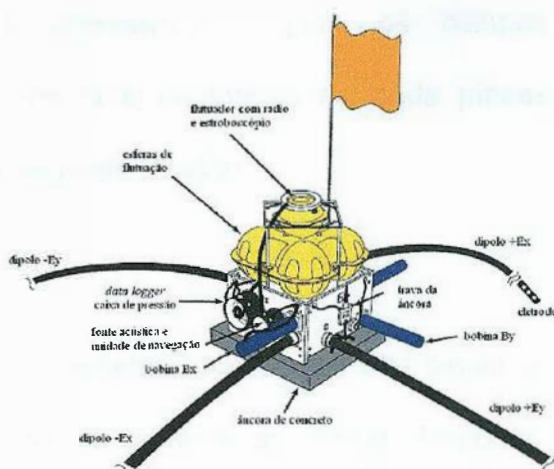


Figura 15: Diagrama do instrumento da Instituição de Oceanografia para medidas magnetotélúricas (Key, 2003).

3.2.2.3 Processamento dos dados

O processamento de dados obtidos numa aquisição magnetotélúrica somente possui valor se revelar informações geológicas que agreguem valor exploratório. Isto depende de quão boa é a estimativa do tensor de impedância Z , e espera-se que um bom processamento forneça a maior precisão e acurácia possíveis relacionadas a estimativa de Z . Para obter os elementos do tensor de impedância pressupõe-se que já se conheçam as séries temporais de campos elétrico e magnético, os quais são inicialmente transferidos para o domínio da frequência. Outro passo importante envolve uma inspeção dos dados em tempo com o objetivo de que setores contaminados por erros e ruídos sejam desconsiderados para o processamento.

Antes de discutir sobre os aspectos principais do processamento MT, vamos apresentar algumas relações fundamentais a respeito do método MT. Já vimos

anteriormente que a impedância Z para os campos E_x e H_y , orientados perpendicularmente entre si e originados de onda planas geradas por fontes na ionosfera, é dada pela seguinte relação,

$$Z = \frac{E_x}{H_y}$$

Vamos considerar aqui que letras maiúsculas irão significar variáveis no domínio da frequência e minúsculas no domínio do tempo. Também foi compreendido que a resistividade aparente para uma terra com camadas homogêneas e estratificadas horizontalmente é dada pela fórmula,

$$\rho = 0.2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

para este caso fica evidenciado que a relação de ortogonalidade entre o campo elétrico e magnético define uma função de transferência escalar. E existe uma relação clara com a teoria de resposta linear onde a relação envolvendo a impedância pode ser escrita como,

$$E_x = ZH_y$$

onde então o sinal de saída E_x está relacionado ao sinal de entrada H_y pela resposta em frequência Z .

Obviamente a resistividade aparente para camadas homogêneas e estratificadas horizontalmente é uma aproximação longe da realidade encontrada na geologia do petróleo. E dessa forma espera-se que o acoplamento entre os campos elétrico e magnético seja mais complicado para estruturais mais realistas do ponto de vista geológico. No caso de uma distorção lateral significativa o campo elétrico pode

consideravelmente distorcido enquanto o campo magnético não, o que resulta numa polarização do campo elétrico com o magnético num ângulo diferente de 90°. Esta possível característica do acoplamento dos campos nos leva a,

$$E_x = aH_x + bH_y$$

onde a e b são constantes de acoplamento e que obviamente dependem das características intrínsecas da variação lateral. Este comportamento permite definir um tensor de impedâncias da seguinte forma,

$$\vec{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$

E então se podem escrever duas relações expressas da seguinte forma,

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

Consequentemente na análise convencional do método MT, os elementos do tensor de impedâncias são utilizados para calcular resistividades aparentes e fases. Especificamente pode-se identificar dois modos distintos de disposição dos campos E e H, que são E perpendicular ao *strike* com H paralelo ao *strike* e E paralelo ao *strike* com H perpendicular ao *strike*. E para este caso a medição num sistema de coordenadas (X,Y) com eixos paralelo e perpendicular ao *strike* pode ser descrita pelas equações,

$$E'_x = Z'_{xy}H'_y \quad E'_y = Z'_{yx}H'_x$$

Esta orientação especial que nos leva as equações acima define os eixos principais do sistema e os valores Z'_{xy} e Z'_{yx} são chamados de valores principais de impedância. A partir destes valores é possível escrever os valores de impedância para

um sistema de medida orientado (X,Y) num ângulo θ qualquer pelas seguintes equações,

$$\begin{cases} Z_{xx'} = \rho'_{xx'} + Z'_{yx'} \frac{\sin 2\theta}{2} \\ Z_{yy'} = -\rho'_{yy'} + Z'_{yx'} \frac{\sin 2\theta}{2} \\ Z_{xy'} = Z'_{xy'} - \rho'_{xx'} + Z'_{yx'} \sin 2\theta \\ Z_{yx'} = Z'_{yx'} - \rho'_{yy'} + Z'_{xy'} \sin 2\theta \end{cases}$$

A partir dos elementos tensoriais apresentados acima é possível estimar os valores principais de resistividade $\rho'_{xx'}$ e $\rho'_{yy'}$.

Sendo assim, as etapas do processamento são constituídas dos seguintes passos: (i) pré-processamento das séries temporais, (ii) análise espectral e (iii) análise estatística com objetivo de estimar o tensor de impedância. Para a análise espectral pode-se usar o método chamado de *cascade decimation* proposto em 1980. Este método permite obter informação (espectro) a frequências igualmente espaçadas em escala logarítmica. O espectro obtido é uma média das estimativas, independentes do tempo, feitas a partir de um número constante de pontos da série temporal. Já para estimar o tensor de impedância existem três métodos principais que é a utilização do método dos mínimos quadrados, o método de referência remota proposto por Gamble et al. (1979) e os métodos robustos cujos procedimentos estatísticos que são relativamente insensíveis a presença moderada de dados ruins ou a inadequações ao modelo, e que reagem gradualmente ao invés de abruptamente a estas perturbações. Nas sondagens de indução eletromagnética, estes métodos foram introduzidos como um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados.

3.2.2.4 Interpretação:

O método MT assume que a estrutura da Terra em subsuperfície pode ser considerada bidimensional, em geofísica e geologia diz-se que temos as direções *dip* e *strike*. Dessa forma as estações de medidas são feitas ao longo de linhas 2D ou num *grid* 3D a partir de onde retiram-se as informações desejadas.

Em geral, a maioria da interpretação em MT é feita em 2D usando linhas *dip*. Existem códigos que permitem a interpretação 3D, mas ainda não são largamente usados em problemas relacionados à prospecção. O intérprete MT utiliza o dado processado e o investiga a partir da representação de resistividade verdadeira por profundidade. E isto é feito a partir de um modelo de inversão ou um modelo direto.

No modelo direto, cria-se uma *cross-section*, calcula-se a resposta MT e comparam-se os resultados com os dados adquiridos. Já no modelo de inversão cria-se uma *cross-section* a partir dos dados adquiridos. Os dois tipos de modelos resultam na geração de *cross-sections* ou mapas de subsuperfície, cuja representação em termos de resistividade revela certas estruturas geológicas ou litologia. Um exemplo do tipo de informação que se consegue pode ser vista nas figuras 16 e 17.

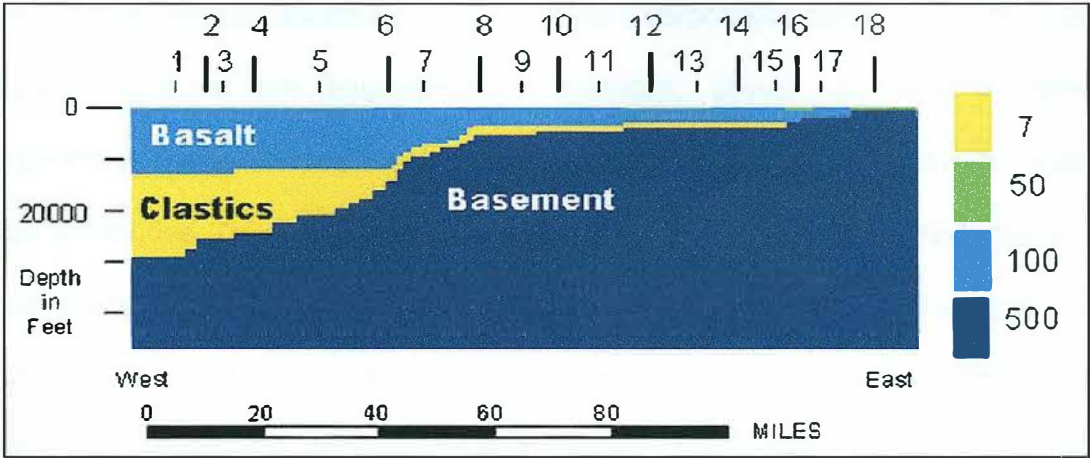


Figura 16: Seção de resistividade MT do platô de Columbia. SANTOS (2006).

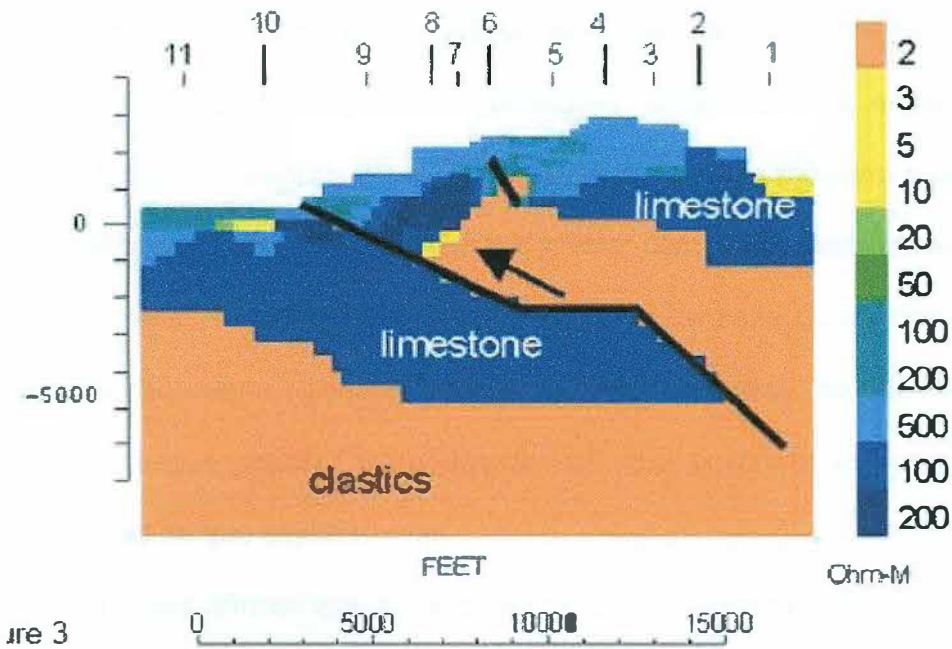


Figura 17: Interpretação MT ao longo de um anticlinal em Papua New Guinea. SANTOS (2006).

De acordo com Hoversten (1998) o imageamento sísmico em zonas abaixo de regiões de alta-velocidade ou em formações extremante heterogêneas representam um

grande desafio para o método sísmico. Basaltos e carbonatos dificultam a utilização de reflexões acústicas em levantamentos sísmicos, devido ao fato de que as reverberações nestas formações obliteram informações encontradas em regiões abaixo destas formações. Da mesma forma domos de sal possuem uma sedimentação que produz intenso espalhamento e que limitam extremamente as reflexões verticais, estas dificuldades prejudicam os resultados da migração 3D. Estas questões mostram claramente que mesmo com as melhores técnicas 3D encontradas no mundo da exploração podem surgir ambigüidades na determinação de estruturas de base de sal e pré-sal.

Um exemplo importante é o mapeamento da base do sal por técnicas eletromagnéticas que podem oferecer informações extras sobre a estrutura a ser determinada. Modelos numéricos 2D e 3D de estruturas salinas mostram a capacidade que técnicas magnetotelúricas em mar têm em revelar com uma grande resolução o sal encontrado em bacias de interesse. Este mapeamento da base do sal com o método MT não sofre praticamente nenhuma variação interna no interior do sal. Além disso, este método consegue mapear estruturas de sal que possuam paredes de domo verticais profundas ou que sejam suaves.

Pode-se também afirmar que em exploração geofísica muitas vezes é necessário resolver problemas relacionados a testes de hipóteses básicas antes de decidir se o custo de uma sísmica 3D é realmente necessário na regia de interesse.

Portanto, o grande interesse na resistividade elétrica é fornecer informações complementares nestas difíceis situações em que a sísmica por si só é ambígua. Geralmente, as resistividades do sal, basaltos e carbonatos são dez vezes maiores do

que a de sedimentos adjacentes. Estes contrastes são a chave para que o método MT consiga mapear estruturas geológicas a fim de resolver as ambigüidades encontradas pela sísmica. Na prática a utilização da técnica MT é feita de duas maneiras, ou um mapeamento individual grosseiro ou aplicações avançadas envolvendo a utilização em conjunto da sísmica e do método MT permitindo encontrar os parâmetros para a modelagem da resistividade elétrica em subsuperfície. A resolução do MT depende em certa medida nas correlações que podem ser feitas na interpretação de outros dados. No caso de uma interpretação MT sem auxílio de outros dados a modelagem da seção estudada será grosseira. O que ocorre é que quanto mais informação fornecida por outros métodos como dados sísmicos, dados de poço, gravimetria e outros, melhor será a resolução obtida na seção de condutividade.

Um exemplo conhecido na literatura é a possibilidade do uso do método magnetotelúrico no mapeamento de sal no Golfo do México. Especificamente os dados sísmicos podem definir as estruturas geológicas da superfície da Terra até o topo do sal, e os dados MT auxiliam a parametrização sísmica a mapear a base do sal.

A figura 18 mostra uma seção sísmica em profundidade no Golfo do México. Neste exemplo, fica clara a ambigüidade que existe na determinação da base do sal. Um dos objetivos da utilização do método MT é justamente auxiliar na correta interpretação da correta escolha da base do sal a ser mapeada.

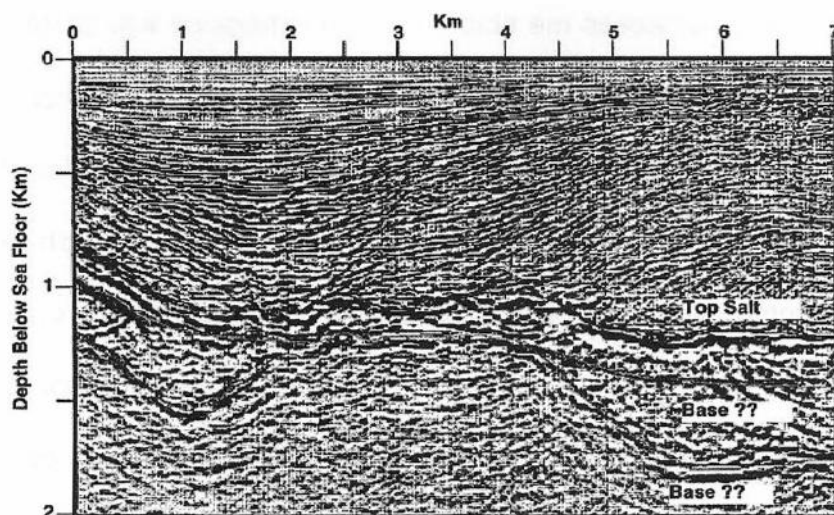


Figura 18: Seção sísmica em profundidade do Golfo do México mostrando duas possíveis possibilidades de base de sal, e que podem ser desvendadas com o uso do método MT. HOVERSTEN (1998).

Alem do método magnetotelúrico, outra metodologia que vem sendo muito estudada ao longo dos anos, e a utilização de fontes EM controladas ou CSEM (*controlled source EM*). Em particular, em CSEM existem muitos trabalhos de Chave (1991), Constable (1986) e Edwards (1988). Trabalhos importantes em MT e CSEM também foram realizados por Hoversten (1992) e Hoversten (1994).

3.3 Método Eletromagnético com Fonte Controlada

Em medidas magnetotelúricas os campos MT propagam-se através da lâmina de água eletricamente condutiva, e que funciona como um filtro passa-baixa. Para profundidades abissais típicas de 4 km, campos de frequências maiores do que 0.1 Hz são atenuadas e resultam em sinais fracos demais para serem detectados pelos

modernos sensores dos equipamentos de medida em assoalho oceânico. Já sabemos que as componentes de alta frequência dos campos utilizados não estão presentes no sinal MT, portanto o mapeamento de estruturas rasas não pode ser corretamente obtido através da utilização solitária de medidas magnetotelúrica marinhas. Isto nos leva a entender a importância e utilidade de se aplicar uma fonte controlada ativa ou no assoalho oceânico ou próximo (Behrens, 2005).

A utilização do método CSEM (Controlled Source Eletromagnetic Method) envolve um transmissor que é utilizado para gerar uma corrente eletromagnética no assoalho oceânico com frequências no intervalo $0.1 < f < 100$ Hz. Além disso, existe uma vantagem natural que se relaciona ao fato de que o ruído ambiental é muito fraco próximo de 0.1 Hz, e existe uma variação para cima ou para baixo a depender da profundidade da água. Ocorrem também efeitos que distorcem as ondas planas devido às correntes oceânicas, (Cox et al., 1968), mas são geralmente menores nas frequências em que a fonte atua (Chave e Luther, 1990). Medidas no norte do Oceano Pacífico indicam uma correlação entre movimentos do oceano barotrópicos (independentes da profundidade) e campos elétricos horizontais no fundo do mar para $f \leq 2 \times 10^{-6}$ Hz ($T \geq 5$ dias) (Luther et al., 1991).

Implementação

Atualmente os dados CSEM são adquiridos posicionando receptores no assoalho oceânico (ver figura 19). O arranjo de receptores pode ser linear, circular, gridado, e tipo asterisco, etc., o que depende do alvo em interesse. Um transmissor de Dipolo Elétrico Horizontal (Horizontal Electric Dipole – HED) é posicionado até próximo ao fundo do mar através de um cabo, o qual é preso atrás do navio de reboque, conforme

pode ser observado na figura 19. A linha de reboque pode obedecer a várias geometrias. Após a coleta das medidas, os receptores são liberados de suas âncoras por controle remoto acústico e posteriormente são recuperados na superfície do mar.

Uma voltagem AC é aplicada na antena dipolar, com a água do mar servindo como retorno do caminho da corrente. Tipicamente a voltagem segue um padrão de onda quadrada, mas outros padrões mais elaborados têm sido usados para se construir o sinal da fonte. Os sinais medidos são, então, transformados para o domínio das frequências para posterior análise.

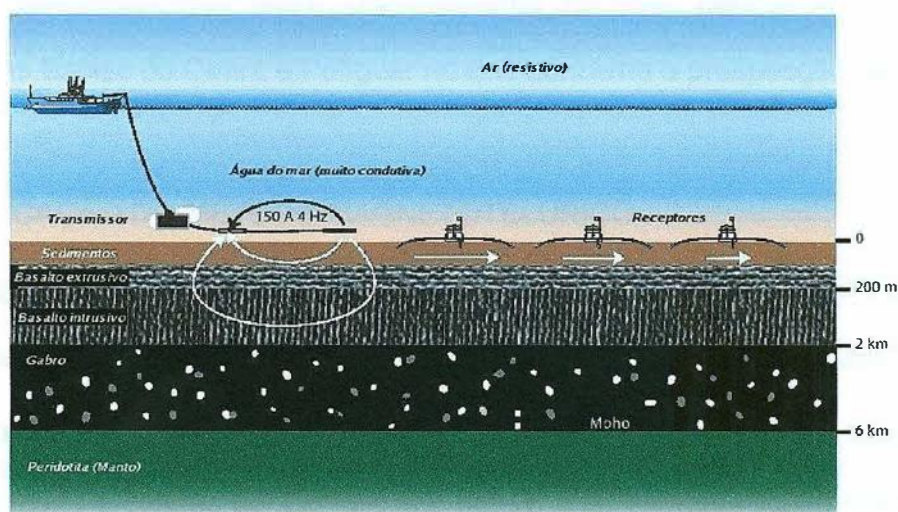


Figura 19: Aquisição dos dados CSEM. Traduzido de Behrens, 2005.

4 ESTUDOS DE CASOS

4.1 INTRODUÇÃO

O capítulo de estudos de caso tem por objetivo demonstrar o que se pode obter na prática da geofísica do petróleo com os métodos eletromagnéticos. Neste sentido dividimos os estudos de caso com uma aplicação Magnetotelúrica realizada na Bacia do Ceará. E duas aplicações com fonte controlada realizada na costa africana. O principal objetivo destes estudos de caso é tentar entender que informações relevantes o método eletromagnético pode eventualmente fornecer para o entendimento da geologia das Bacias do Ceará e Potiguar no que concerne a prospecção de petróleo.

4.1.1 APLICAÇÃO DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

O segundo exemplo diz respeito a um perfil realizado no Ceará (SANTOS, 2006) paralelamente à costa e com o objetivo de estudar a geologia estrutural da zona. A localização das sondagens MT é mostrada na figura seguinte. Como as estações foram realizadas muito próximas do mar e como este é uma estrutura muito pouco resistiva (resistividade da ordem de 0.3 ohm-m), é preciso analisar o chamado “efeito de costa” que depende da profundidade do mar. Neste caso a profundidade do mar é da ordem dos 50 m até 50 km da costa pelo que o efeito de costa não era muito significativo para frequências mais elevadas que 1 Hz. Isso mesmo foi confirmado por modelagem 3D.

As figuras seguintes mostram o modelo 2-D obtido por inversão dos dados e a respectiva interpretação geológica. Uma vez mais, as zonas de falhas aparecem

4.2 APLICAÇÃO DO CSEM

Nesta seção serão discutidos exemplos da aplicação do método CSEM (Controlled Source Eletromagnetic Method) aplicados pela Exxon Móbil e Shell na costa oeste africana, e que em certa medida correspondem a contraparte africana das bacias Ceará e Potiguar. Os trabalhos da Exxon envolvendo esta metodologia envolveram a utilização experimental de casos na costa africana offshore, América do Sul e na América do Norte e correspondendo a lâminas de água 100 a 3200 m. No mapa da figura 22 é possível ver os locais onde a Exxon realizou estas aquisições.

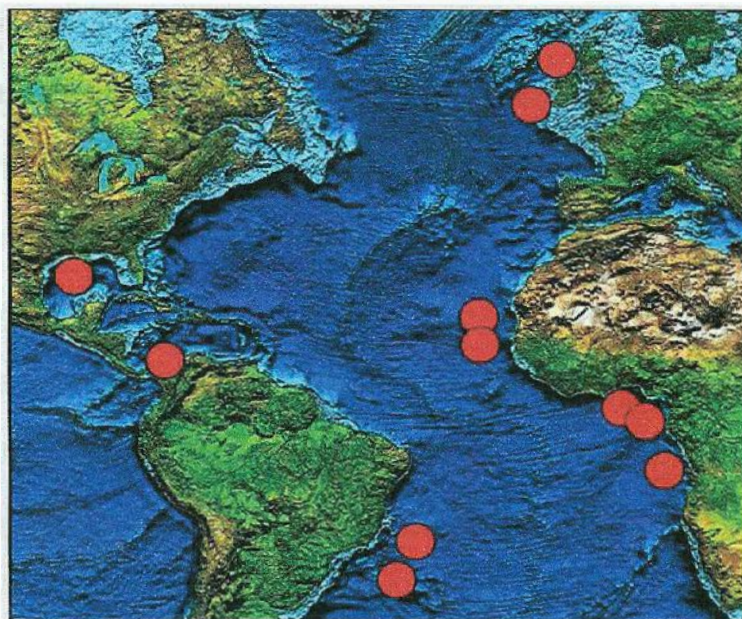


Figura 22: Localização de aquisições para mapeamento remoto de resistividades de reservatório. Foram aquisições ocorridas de 2001 a 2004. Na costa africana observa-se as áreas de interesse deste estudo de caso. SRNKA (2006).

Neste estudo preliminar da Exxon Móbil realizado no início de 2002 tinham o objetivo de testar a aplicabilidade do método em geofísica do petróleo, mas

especificamente na descoberta de reservatórios. Foram realizadas aquisições sobre áreas com poços e guiadas por poços calibrados, e também em campos em desenvolvimento e em campos já produtores. Estes testes serviram para identificar a aplicabilidade da utilização do método CSEM. Além disso, juntamente com as aquisições foram realizadas campanhas sísmicas, perfuração de poços e operações para produção, e nenhuma interferência operacional foi observada entre as aquisições experimentais e o trabalho rotineiro realizados sobre os campos. Em geral, observou-se que a utilização de métodos EM sem auxílio da sísmica era de pouca ajuda para a atividade de interpretação. O ideal para a interpretação voltada para prospecção é a utilização de modelos 3D CSEM em conjunto com a sísmica.

Um dos primeiros exemplos da aplicação do CSEM para geofísica de petróleo foi uma aquisição *offshore* realizada em 2002 na costa africana em águas profundas. A figura 22 mostra esta aquisição. Neste exemplo, existem areias saturadas de óleo e datadas num período provável que vai do início do Mioceno até o final do Mioceno e situadas de 1400 a 2500 m e encontradas abaixo da lama. As linhas de reboque da fonte e a localização dos receptores também podem ser vistas na figura 23, e foram arranjadas pelo navio de pesquisa RSS Charles Darwin. No total foram dispostos 29 receptores e adquiridos linhas num total de 210 km-linha. A profundidade média ao longo da aquisição variou em torno de 1000 m. Admite-se que o fato da geometria ser um reboque radial apresenta vantagens operacionais e no tratamento posterior dos dados obtidos nesta geometria. A fonte foi rebocada a uma velocidade média de 1.5 kn e posicionada a 50 m do fundo do mar, e foi transmitida uma corrente alternada quadrada com um momento de dipolo de 15000 Amp-m.

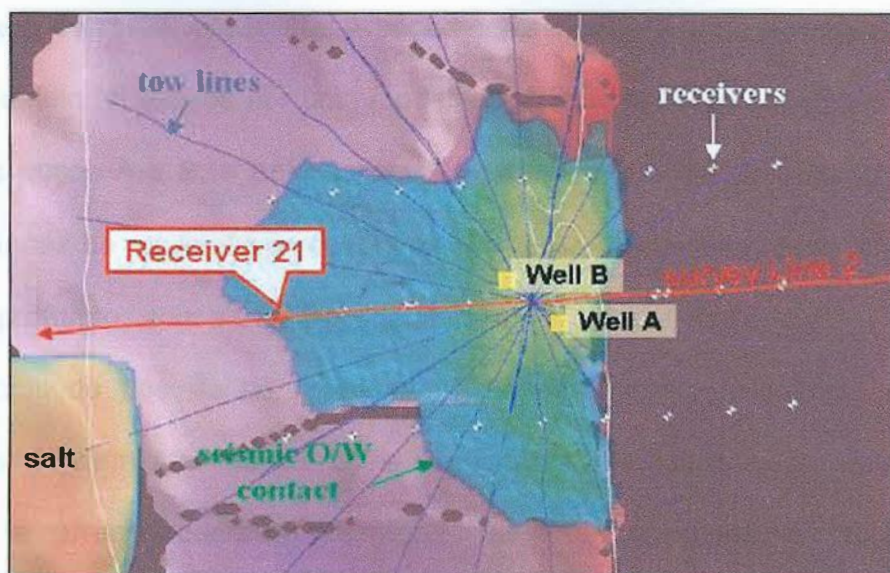


Figura 23: Aquisição CSEM realizada na costa oeste Africana sobre um campo descoberto. SRNKA (2006).

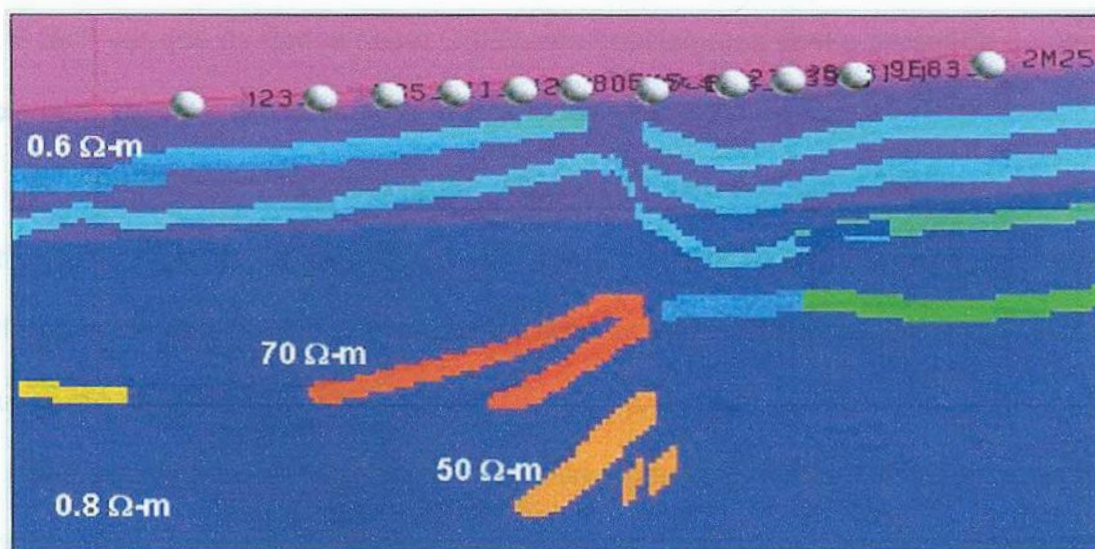


Figura 24: Modelo de resistividade em profundidade ao longo da linha 2 mostrada na figura 23. SRNKA (2006).

A figura 24 mostra uma seção vertical de um cubo obtido por um modelo em profundidade de resistividade 3D. A seção corresponde à linha 2 mostrada na figura 23. Este modelo foi gerado por uma modelagem iterativa 3D, guiada pela sísmica 3D, dados dos poços A e B, e pelo espectro total de frequência dos dados CSEM para múltiplas linhas de aquisição e receptores. Os reservatórios correspondem aos quatro intervalos profundos com alta resistividade.

A amplitude dos dados processados no domínio da frequência em 0.25 Hz (frequência fundamental da fonte) e com fonte normalizada ao campo elétrico horizontal, e correspondente ao receptor 21 na linha 2 em função da distância fonte - receptor (offset) pode ser visualizada na figura 25. A resposta esperada para reservatórios com saturação de óleo (linha vermelha) ou salmoura (linha azul) também podem ser vistas na figura 25, esta resposta foi calculada a partir do modelo da figura 24. É fácil ver que os dados deste CSEM são consistentes com a presença de óleo em subsuperfície.

A figura 26 mostra uma outra aquisição realizada em 2002 num prospecto offshore na costa oeste da África, neste caso a aquisição foi feita antes da etapa de perfuração de locações. A aquisição foi feita sobre o prospecto alpha que pode ser visualizado na figura 26.

Os parâmetros de aquisição para este prospecto foram similares ao anterior, exceto pela quantidade de 23 receptores e linhas de 182 km. A profundidade média foi de 1900 m. Os objetivos estavam presentes no Lower Mioceno e Oligoceno, sendo areias localizadas em profundidades variando de 1200 a 1500 m. A sísmica de reflexão da área indicou a possibilidade de saturação de óleo nas areias.

A figura 27 mostra a amplitude do campo elétrico horizontal normalizado na frequência de 0.25 Hz, estas respostas equivalem à linha e receptores em vermelho mostrados na figura 27.

As respostas do 3D CSEM esperadas para saturação de óleo em areias do Oligoceno (linha verde), Oligoceno e Lower Mioceno (linha vermelha) ou todas as areias saturadas de salmoura (linha azul). Obviamente os dados confirmam o caso de areias saturadas com salmoura, conforme pode ser observado na figura 27. A previsão de poço seco foi posteriormente confirmada. A análise dos resultados de poços revelaram a presença saturação de gás nas areias objetivos, o que com certeza contribui negativamente para a interpretação DHI implementada nesta área.

Os resultados destas e outras aquisições envolvendo poços secos e descobertas comerciais validaram a utilização do método CSEM como ferramenta para descoberta de areias saturadas ou não com hidrocarbonetos. Também evidenciou-se a grande utilidade do método CSEM na interpretação integrada com sísmica de regiões de grande complexidade geológica, como diápiros de sal.

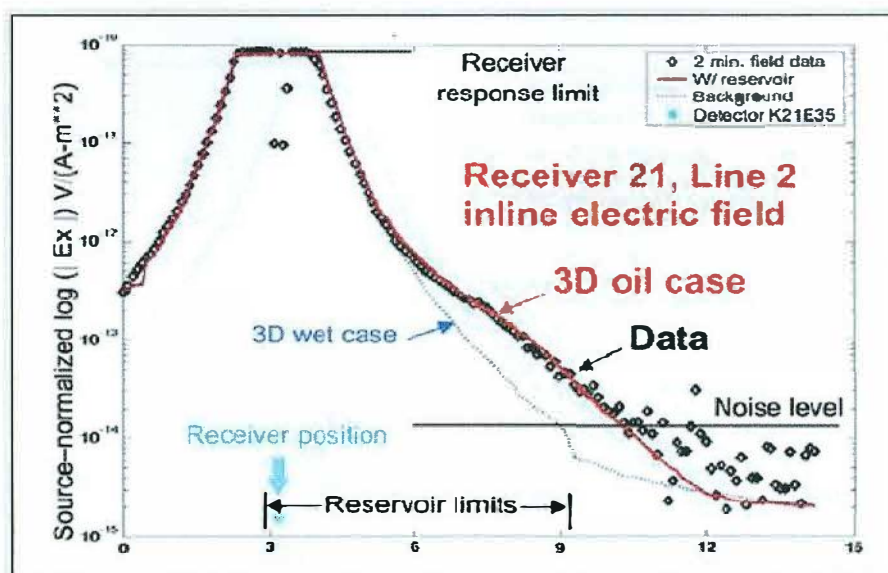


Figura 25: Resposta remota da resistividade do reservatório da aquisição realizado sobre um uma área com descoberta de hidrocarbonetos. SRNKA (2006).

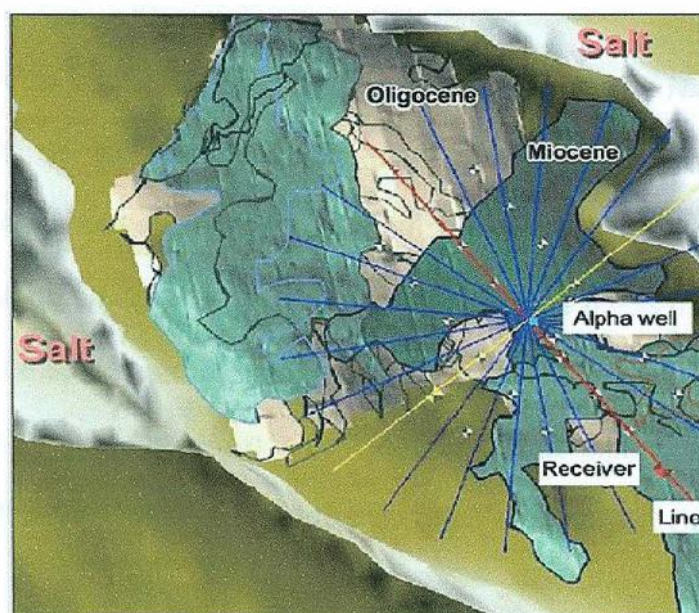


Figura 26: Aquisição CSEM realizada sobre um prospecto. Os dados mostrados na figura 27 correspondem ao receptor vermelho contido na linha vermelha. SRNKA (2006).

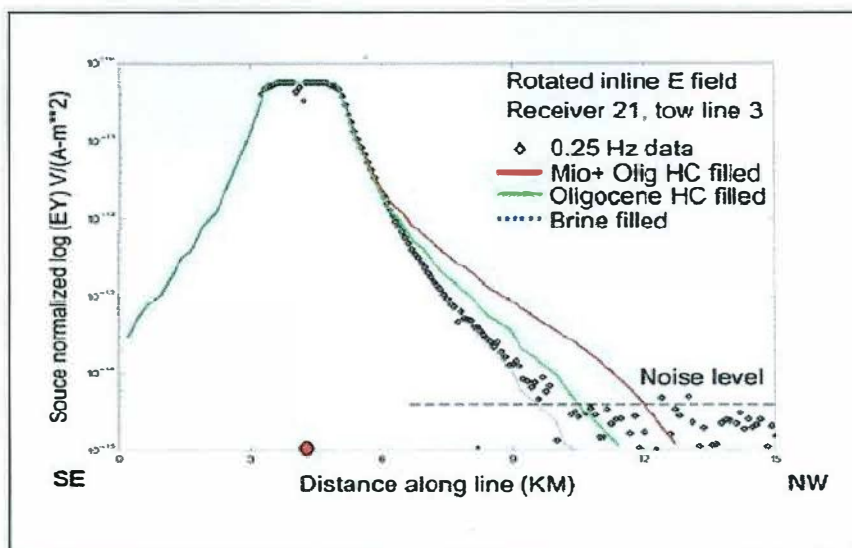


Figura 27: Resposta remota de resistividade de um reservatório sobre o prospecto mostrado na figura 26. SRNKA (2006).

4.2.1 Integração de dados eletromagnéticos e sísmicos

Recentemente na exploração geofísica realizada no delta do Niger (ver figura 28) houve a descoberta de campos comerciais, mas também houve prejuízos na locação errônea de poços em áreas com gás residual ou com salmouras. Neste contexto é que será discutido o estudo de caso relacionado a exploração de áreas de risco envolvendo a necessidade de entendimento da integridade da trapa a ser perfurada num contexto geológico preenchido por falhas de empurrão antigas e falhas distensionais mais recentes. Este exemplo foi feito e publicado pela Shell Nigéria E&P Co (SNEPCo).

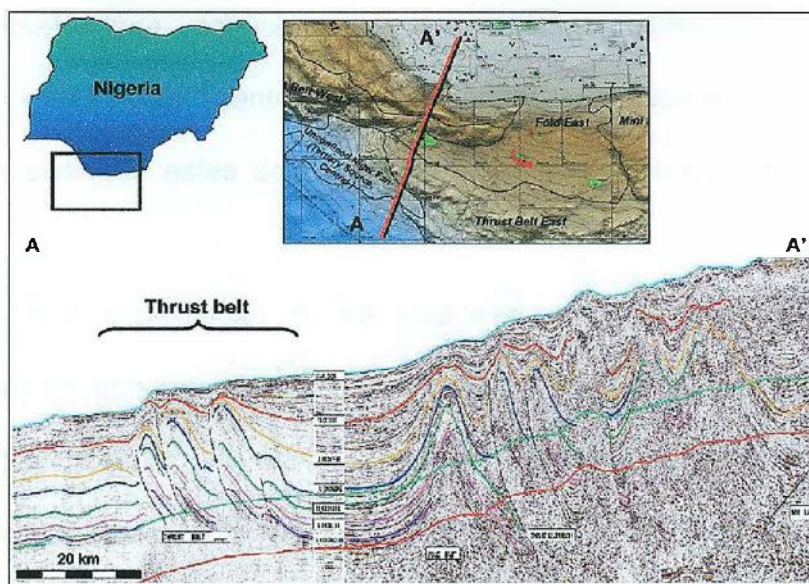


Figura 28: Região de interesse localizada na Nigéria, mostrando um cinturão de empurrões. MOSER (2006).

Trapas imperfeitas geralmente resultam em saturação de residual de hidrocarbonetos, que são extremamente difíceis de serem discriminados de acumulações comerciais quando se utiliza apenas a análise de amplitude convencional oferecida pela sísmica. Em particular, areis saturadas com gás residual podem ser facilmente confundidas com acumulações de óleo comerciais, já que nesta situação a resposta em amplitude da sísmica é muito similar. Portanto, em situações como estas a sísmica não pode informar com certeza qual é o objetivo a ser perfurado, e dessa forma torna-se necessário a integração com outros tipos de tecnologia para evitar poços secos.

Interpretações utilizando dados obtidos através do método CSEM oferecem a ferramenta ideal para reduzir a exploração de áreas como esta. Reservatórios que possuem hidrocarbonetos residuais geralmente são caracterizados por apresentarem

uma baixa resistividade, enquanto que reservatórios comerciais apresentam uma resistividade muito mais acentuada. O método CSEM, portanto, torna-se o mais indicado para distinguir estes dois tipos de acumulações em grandes intervalos de profundidades.

Neste sentido a aplicação de métodos eletromagnéticos no mar profundo da Nigéria é desejável pois reúne uma série de fatores importantes para o sucesso deste método, como por exemplo, (1) um forte contraste de resistividade entre saturações de hidrocarbonetos e areias com gás ou água residual e (2) ausência de horizontes resistores em grande profundidade, como sal ou rochas vulcânicas.

A aquisição de dados CSEM foi feita incluindo linhas *dip* e *strike* com objetivos localizados em profundidades intermediárias e grandes, e possivelmente com a existência de areias com gás em profundidades rasas. A figura 29 mostra seção sísmica *dip* com amplitudes fortes em níveis rasos, intermediários e profundos.

A interpretação desta área sugeriu que dados EM poderiam fornecer informações essenciais referentes ao risco de se perfurar regiões de diferentes profundidades, já que esta mesma interpretação indicava risco de se encontrar gás residual nos objetivos intermediários.

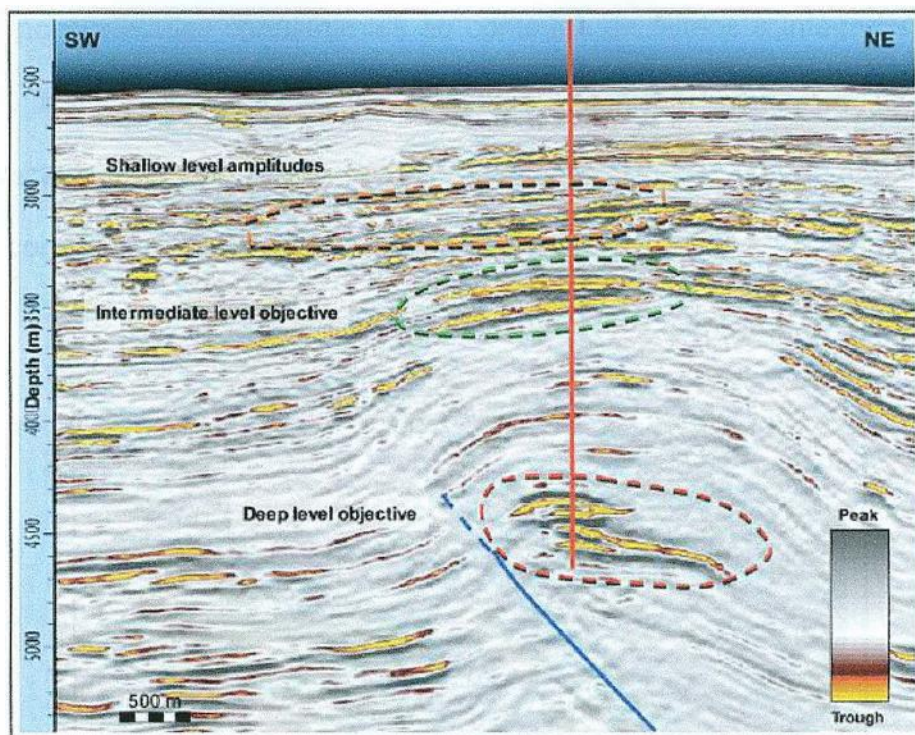


Figura 29: Seções sísmicas de pseudo-impedância, contendo o poço e anomalias de amplitude. MOSER (2006).

Objetivos rasos:

As amplitudes da parte rasa da seção sísmica e situadas a aproximadamente 300 m do assoalho oceânico indicaram regiões não prolíficas no que diz respeito a produção de óleo. Entretanto, caso estas amplitudes fortes estivessem associadas a uma alta resistividade, a resposta EM de regiões mais profundas poderia obliterar objetivos comerciais mais profundos. Neste caso, os dados EM não indicaram nenhuma evidência de resistividades altas nestes níveis rasos.

Objetivos intermediários:

A interpretação quantitativa (QI, em inglês) dos objetivos a profundidades intermediárias foi feita ajustando-se vários possíveis cenários constituídos de

diferentes possibilidades concernentes ao conteúdo de fluidos e integridade da trapa envolvida. Neste caso particular, as amplitudes sísmicas levadas em consideração foram caracterizadas por um *switch-off* bem característico com um boa definição estrutura, conforme pode ser observada na figura 30.

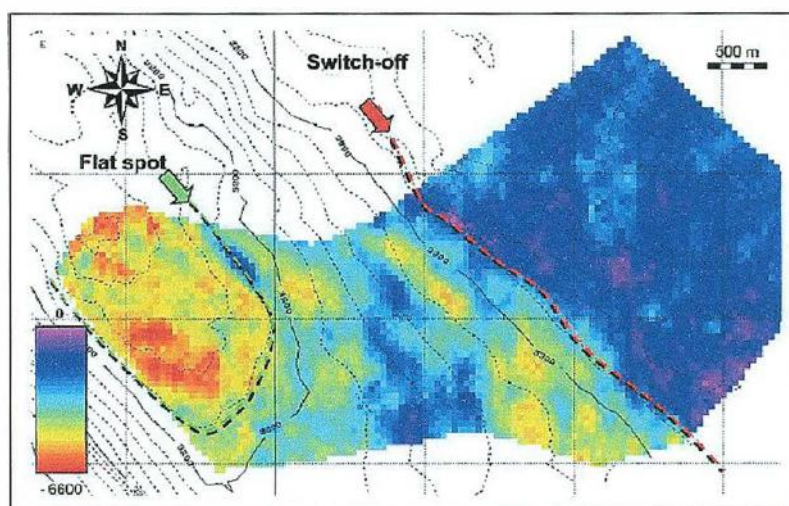


Figura 30: Amplitude near-stack com curves de contorno em profundidade ($c=20$ m) no objetivo intermediário. MOSER (2006).

Análises envolvendo a classificação da forma do traço e também a inversão dos traços (verificar sparse-spike inversion) revelaram a presença de um *flat-spot* (ver figura 30) no topo da estrutura, o que leva a crer na presença de dois contatos com a presença de gás. Este possível cenário elimina obviamente a situação de apenas um fluido, como óleo ou gás sozinho. Outro resultado obtido foi a distribuição das amplitudes *near/far* para a área em questão, cujo gráfico pode ser visto na figura 31 juntamente com os cenários passíveis de confirmação ou não de áreas comerciais. A interpretação quantitativa inclui um comparação dos dados *near/far* com modelos AVO

2D baseados em rochas regionais e propriedades de fluidos. Os resultados foram utilizados para quantificar a qualidade de cada cenário (sucesso ou insucesso) considerado, que são os seguintes:

- 1) Sucesso (gás/salmoura): improvável – dois contatos presentes na estrutura.
- 2) Sucesso (óleo/salmoura): improvável – dois contatos presentes na estrutura.
- 3) Sucesso (gás/óleo/salmoura): improvável – o modelo neste caso requer uma mudança no *net-to-gross* ao longo do *flat spot*, o que é estratigraficamente inconsistente.
- 4) Insucesso (gás/gás residual/salmoura): modelo pobre no que se refere a descrição da coluna de gás a partir dos dados, pouco provável.
- 5) Insucesso (gás residual, diferentes saturações ao longo dos paleocontatos dos fluidos).

Este modelo com estes possíveis cenários representa todas as observações obtidas pelos dados sísmicos.

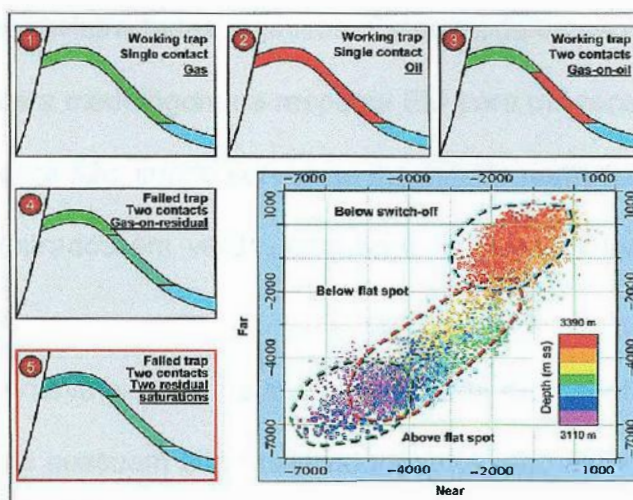


Figura 31: Cenários para os objetivos intermediários e crossplot de amplitude near-far. MOSER (2006).

Os três primeiros cenários resultariam em reservatórios com alta resistividade sobre uma grande área e produziriam grandes anomalias EM. O quinto cenário, com saturações residuais não daria uma resposta EM apreciável. E o quarto cenário torna-se um caso nebuloso no que se refere a presença de anomalias EM. MOSER (2006).

Objetivos profundos:

No caso dos objetivos profundos a interpretação quantitativa indicou grandes chances de haver uma acumulação comercial. Na profundidade de 1500 m abaixo do assoalho oceânico chegou-se a conclusão de que saturações comerciais de hidrocarbonetos poderiam ser caracterizadas por uma resposta EM que não sofresse interferência de resistores rasos.

Interpretação dos dados eletromagnéticos:

Os dados EM mostraram a presença de objetivos profundos com resistividade alta. Foram feitos modelos de resposta EM para vários possíveis cenários contendo

diferentes valores de resistividades objetivos. Estes modelos são mostrados na figuras 32a e 32b, sendo que a modelagem da resposta EM para um receptor e os dados reais são mostrados na figura 32c, sendo curvas de magnitude normalizada versus *offset*. Os dados reais são mostrados em verde, enquanto as outras curvas correspondem ao cálculo do modelo.

Neste gráfico a curva azul com a maior magnitude representa o cenário nos quais todos os reservatórios possuem alta resistividade, incluindo as possíveis acumulações de gás rasas e objetivos intermediários. Este cenário é claramente a situação mais distante da realidade dos dados obtidos. Entretanto, quando os objetivos rasos e intermediários são removidos do modelo a resposta se aproxima muito da realidade dos dados. Dessa forma, os dados não são compatíveis com a presença de saturações comerciais nos objetivos rasos e intermediários, sendo importante lembrar que isto somente é possível de obter pelo fato de não existirem refletores com alta resistividade em profundidades rasas. Em outras palavras, os dados são consistentes com a busca de objetivo profundos.

Os dados EM excluem os quatro cenários positivos e admitem apenas a busca por alvos profundos. E após o recolhimento e interpretação destes dados EM perfurou-se um poço nesta região. Os dados do poço confirmaram a presença de bons arenitos reservatórios com gás residual e resistividade entre 2-3 ohm-m. E os objetivos profundos continham acumulações de hidrocarbonetos como esperado.

Portanto, este estudo de caso indica que o método eletromagnético pode discriminar entre acumulações comerciais de hidrocarbonetos e saturações residuais, e também mostrou a importância da integração de diferentes métodos como a sísmica e

o método EM. A conclusão é que o método EM foi muito bem sucedido em propecção offshore e neste caso reduziu consideravelmente o risco de se explorar áreas com a possível presença de hidrocarbonetos residuais.

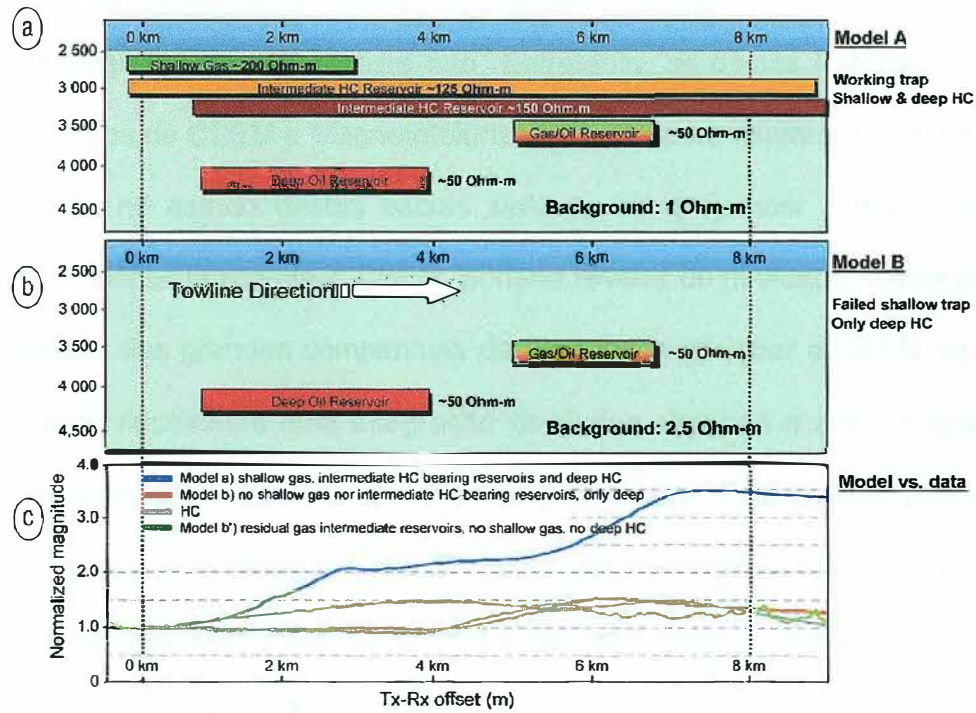


Figura 32: Possíveis modelos considerados para modelagem do CSEM. MOSER (2006).

5 CONCLUSÕES

O método eletromagnético permite junto com a sísmica chegar a excelentes resultados na exploração do petróleo. Os estudos de casos apresentados nesta monografia mostram com sucesso este fato. Entretanto, as bacias Potiguar e Ceará não possuem dados de CSEM e Magnetotelúrico voltados para exploração de óleo. Um passo importante no estudo destas bacias seria tentar esclarecer o que o método eletromagnético, especificamente o CSEM, poderia revelar de novidade nestas bacias. Existe um esforço das grandes companhias de óleo de aperfeiçoar o CSEM ao ponto de que não seria necessária uma integração de dados sísmicos e eletromagnéticos. Neste caso, o objetivo seria substituir a sísmica pelo CSEM. Este esforço está sendo claramente realizado pela Exxon Móbil e Shell. A Petrobras precisa investir mais nesta metodologia para que seja possível entender as vantagens e desvantagens deste método no contexto das bacias brasileiras.

Referências Bibliográficas

ANP-Agência Nacional do Petróleo. **Brazil Round 2 – Segunda Rodada de Licitações**. Brasília, 30.09.1999. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/Pdocs/Pbacias/PBframe07.htm> . Acesso em: 24.07.2007.

ANP-Agência Nacional do Petróleo. **Brazil Round 3**. Brasília, 19.10.2000. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/sg_ceara.pdf . Acesso em: 24.07.2007.

ANP-Agência Nacional do Petróleo. **Quarta Rodada de Licitações – Seminário Jurídico/Fiscal e Workshop Técnico**. Brasília, 30.10.2001. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/workshop/restrito/portugues/Potiguar-port.PDF> . Acesso em: 17.07.2007.

ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 127-141, jan./mar. 1994.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais...** Belém: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, v. 2, p. 67-90.

BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M.; FEIJÓ, F.J. bacia do Ceará. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 117-125, jan./mar. 1994.

BELTRAMI, C.V. **Atualização da coluna estratigráfica da bacia do Ceará.**

1985. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.

BERTANI, R.T.; COSTA, I.G. da; MATOS, R.M.D. de. **Origem e Evolução de bacias Sedimentares.** 1 ed. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990. p.291-310.

CARVALHO, PAULO MARCOS de. Método de eliminação de reflexões múltiplas relacionadas com a superfície livre baseado em inversão não linear de dados sísmicos. 1992. 78p. Tese de Doutorado – Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.

COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A Evolução tectono-sedimentar e o “habitat” do óleo da bacia do Ceará. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: PETROBRÁS.DEPEX, 1989, p. 75-85.

COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A Evolução tectono-sedimentar e o “habitat” do óleo da bacia do Ceará. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 65-74, jan./mar., 1990.

MAGOON, Leslie; B.; DOW, Wallace G. The Petroleum system. In: **The Petroleum system – from source to trap.** Tulsa: AAPG, 1994, p.3 – 24. (AAPG Memoir 60).

MATOS, R.M.D. **Sistemas de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro.** 1987. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.

MATOS, R.M.D.; LIMA NETO, F.F.; ALVES, A.C.; WAICK, R.N. **O Rifte Potiguar – Gênese, preenchimento e acumulações de hidrocarbonetos.** 1987. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.

MAYER, E. **Estratigrafia preliminar na Plataforma Continental na bacia Potiguar, Rio Grande do Norte.** 1974. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. interno.

MCKENZIE, D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, p. 25-32, 1978.

MIURA, K.; BARBOSA, J.C. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais...** Belém: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, v. 2, p. 57-66.

NETO, J.M. de M. *et al.* **Bacias sedimentares brasileiras: bacia do Ceará.** Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. n. 57, p. 1-8, setembro.

PESSOA NETO, O. da C.P. Estratigrafia de Seqüência da Plataforma Mista Neogênica na bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, Cidade, v.33, n.3, p.263-278, setembro. 2003.

PESSOA NETO, O. da C.P. Blocos basculados truncados por discordância angular: lições aprendidas em trapeamento combinado de hidrocarbonetos, bacia do Ceará, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 59-71, nov. 2003/maio 2004.

SAUERBRONN, JOSÉ LUIZ BAMPA. Transição crustal e evolução tectônica do segmento transformante da margem equatorial brasileira, adjacente às bacias de Barreirinhas e do Ceará. 1996. 132p. Dissertação de Mestrado - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.

SHERIFF, ROBERT EDWARD, **A first course in geophysical exploration and interpretation**. Boston, EUA: Editora Boston International Human Resources Development Corporation, 1978. 313p.

SOARES, U.M.; ROSSETI, E.L.; CASSAB, R.C.T. **Bacias sedimentares brasileiras**: Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. n. 56, p. 1-10, agosto.

SOARES, Ubiraci Manoel e ROSSETI, Enio Luiz. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar - bacia Potiguar emersa, **Boletim de Geociências PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.149-166, maio/novembro. 2005.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **SBG. Anais**. V.5, p. 2392-2406.

YILMAZ, ÖZDOGAN, **Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data**. 2ª ed. Tulsa, EUA: Editora Society of Exploration Geophysicists, 2001. vol. I.

ZALÁN, Pedro Victor. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern, Brazil. 1984. 133p. Tese de Doutorado – Colorado School of Mines, Golden, EUA.

PORSANI, Jorge L. and FONTES, Sérgio L. **The magnetotelluric method applied in the São Francisco Basin, Minas Gerais**. *Rev. Bras. Geof.*, May/Aug. 2001, vol.19, no.2, p.145-154. ISSN 0102-261X.

TELFORD, William Murray, SHERIFF, Robert Edward, GELDART, L. P. Geldart. **Applied Geophysics** 02 ed. Cambridge: Cambridge University, 1990, 790 p, ISBN 0521339383.

LANZEROTTI, Louis, Gregori, P. Giovanni, **Studies in Geophysics: The Earth's Electrical Environment** 01 ed. Washington: National Academic Press, 1986, ISBN 0-309-03680-1.

CAGLAR, Ilyas, ERYILDIZ, Cihangir. Monitoring of the telluric currents originate by atmospheric events in Boyali, northwestern Turkey. *Ast. Soc. Pacific Conf. Series*, Istanbul v. 205, p. 208-215, 2000.

DE PÁDUA, Marcelo Banik. Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco. 2005. 164p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial). Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

MORRISON, Frank; GASPERIKOVA, Erika; WASHBOURNE, John. **The Berkeley Course in Applied Geophysics**. Última atualização: 01.06.2004. Disponível em: <http://appliedgeophysics.berkeley.edu:7057/>. Acesso em: 01.08.2007.

MOSER, Jochen; POUPON, Manuel; MEYER, Hans-Jurg; WOJCIK, Chris; ROSENQUIST, Mark; ADEJONWO, Abayomi; SMIT, Dirk. **Integration of electromagnetic and seismic data to assess residual gas risk in the toe-thrust belt of deepwater Niger Delta**. The Leading Edge, Volume de Agosto, p. 977-982, 2006.

SRNKA, Leonard J.; CARAZZONE, James J; EPHRON, Mark S; ERIKSEN, Erik A. **Remote reservoir resistivity mapping**, The Leading Edge, Volume de Agosto, p. 972-975, 2006.

SANTOS, Fernando M. **Prospecção Geofísica I – Capítulo 4. Técnicas para investigação de estruturas superficiais – O método AMT/MT**. Disponível em www.igidl.ul.pt/FMSantos/PG1-Capitulo4-Parte3.pdf, 2006. Acesso em 01/08/2007.

HOVERSTEN, G. Michael; MORRINSON, H. Frank^α, and CONSTABLE, Steven C. **Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part II: Numerical analysis of subsalt resolution**. GEOPHYSICS, VOL. 63, NO. 3 (MAY-JUNE); P. 826–840, 1998.

CAGLAR, Ilyas e ERYILDIZ, Cihangir. **Monitoring of the telluric currents originated by atmospheric events in Boyali, Northwestern Turkey**. International Symposium ECLIPSE 99, 13th-15th Aug., 1999.

KEY, K. W. Application of Broadband Marine Magnetotelluric Exploration to a 3D Salt Structure and a Fast-Spreading Ridge. 2003. 126p. Tese (Doutorado em Ciências da Terra) – University of California, San Diego, USA.

BEHRENS, J. P. The Detection of Electrical Anisotropy in 35 Ma Pacific Litosphere: Results from a Marine Controlled-Source Electromagnetic Survey and Implications for Hydration of the Upper Mantle. 2005. 194p. Tese (Doutorado em Ciências da Terra) – University of California, San Diego, USA.